

În acest volum sînt sintetizate în 9 secțiuni o parte din disciplinele geologice de bază necesare desfășurării activității de cercetare geologică și de punere în valoare a zăcămintelor de minerale solide.

Aceste secțiuni sînt: I. Geologie fizică; II. Cristalografie și mineralogie; III. Roci și procese petrogenetice; IV. Zăcămintele de minerale utile; V. Paleontologie; VI. Stratigrafie și paleogeografie; VII. Geologie structurală; VIII. Cartografie geologică; IX. Hidrogeologie minieră.

Prin modul cum este prezentat și prin materialul pe care îl conține, manualul poate fi folosit atît pentru însușirea de către specialiști a celor mai noi cunoștințe, cît și pentru rezolvarea problemelor care se ivesc în activitatea practică.

Se adresează cadrelor tehnice (ingineri de mine, geologi, tehnicieni, maiștri) care activează în domeniile cercetării geologice (prospecțiune și explorare), exploatării și preparării substanțelor minerale utile solide, constituind totodată un material ajutător pentru studenții facultăților de mine și geologie.

MANUALUL INGINERULUI DE MINE



Coordonator :

Dr. docent ing. ARON POPA

Profesor universitar emerit



174447

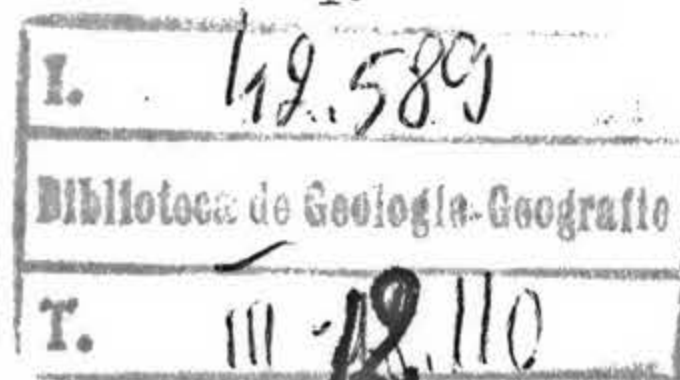
B.C.U. - IASI



EDITURA TEHNICĂ
București — 1984

Colectivul de autori :

Prof. dr. docent NIȚA TĂTĂRĂM
Prof. dr. ing. DUMITRU FODOR
Prof. dr. SIMION PAULIUC
Prof. dr. VICTORIA STIOPOL
Conf. dr. ing. MIRCEA IONESCU
Conf. dr. ing. VASILE LĂZĂRESCU
Conf. dr. ing. ILIE ROTUNJANU
Conf. dr. IOANA PANĂ
Lector dr. NICOLAE ANASTASIU
Lector dr. AURELIA BĂRBULESCU
Lector dr. EMIL CONSTANTINESCU
Lector dr. OVIDIU DRAGASTAN
Lector dr. ing. MARIOARA ORBOCEA
Lector dr. MARIN ȘECLĂMAN



Redactor: ing. FILOMENOS SAVIN

Tehnoredactor: ELLY GORUN

Coperta: ȘTEFAN PĂRĂU

Bun de tipar. 26.11.1984; Coli de tipar 43,5; C.Z. 622(039)



I. P. Informația str Brezoianu 23-25

Prefață

Dezvoltarea armonioasă a tuturor ramurilor economiei naționale, în anii construcției socialismului în țara noastră și în mod deosebit în perioada ultimelor două decenii, pune în lumină cu pregnanță și realizările remarcabile ale industriei extractive miniere.

Având ca orientare permanentă directivele elaborate de cel de al XII-lea Congres în perioada cincinalului 1980-1985, baza de materii prime minerale a înregistrat un ritm puternic de creștere, ceea ce a creat premisele atingerii nivelelor ridicate de producție atât în ceea ce privește combustibilii minerali cît și celelalte substanțe minerale metalifere, nemetalifere și roci utile.

În domeniul combustibililor minerali se dezvoltă vertiginos noile bazine carbonifere și se amplifică capacitățile de extragere a exploatărilor cu îndelungată tradiție minieră.

Prin noile rezerve de cărbuni puse în evidență și atrase în circuitul economic în ultima vreme se asigură baza energetică a țării și în bună parte necesarul de (cocs metalurgic) cărbune pentru alte domenii.

Importante obiective miniere menite să asigure în proporție cît mai mare necesarul, de metale feroase, neferoase și metale rare au intrat deja în producție sau urmează a atinge capacitățile proiectate în scurtă vreme (pînă la sfîrșitul cincinalului).

Capacitățile de producție ale obiectivelor miniere însumate reprezintă în prezent peste 150 mil. tone, înscriindu-se într-o dinamică ascendentă în viitor.

Pentru realizarea acestor salturi calitative și cantitative, a fost necesară introducerea de noi tehnologii de lucru, de dotare corespunzătoare cu utilaje moderne și de forță de muncă calificată.

Această calificare, a forței de muncă în general și a personalului tehnico-ingineresc în special, a fost posibilă datorită organizării corespunzătoare a cursurilor de specialitate la diferite niveluri și pe de altă parte a materialului documentar de specialitate apărut și îmbogățit continuu ca urmare a experienței proprii și a progresului tehnic realizat la nivel național și mondial.

Amplu material documentar de specialitate de o mare utilitate, Manualul inginerului de mine elaborat cu peste 30 de ani în urmă, s-a bucurat de o apreciere deosebită.

În condițiile existente și cele de perspectivă ale dezvoltării industriei extractive miniere se impune elaborarea unor lucrări de referință care să stea la îndemîna personalului ingineresc și tehnic minier, pentru orientarea permanentă a acestuia pe linia progresului tehnic și pentru stimularea creativității tehnice.

O astfel de lucrare de referință este și prezentul Manual al inginerului de mine, care are menirea de a asigura o prezentare sintetică a cunoștințelor ce stau la baza pregătirii ingineresci, sprijinită pe cele mai noi cuceriri ale tehnicii miniere și pe o amplă și actuală documentare tehnică.

Elaborat prin grija și contribuția celor mai buni specialiști din țara noastră, cu o bogată și îndelungată experiență, manualul cuprinde în paginile sale un evantai larg de

cunoștințe, de la noțiunile de geologie mineralogică, petrologie, și zăcămintele până la cele mai moderne construcții miniere și de utilaj minier.

Cunoștințele din domeniul științelor geologice, care fac obiectul primului volum și în parte celui de-al doilea volum al acestui manual ingineresc, sunt redactate sub o formă succintă și în măsura necesară cuprinderii de către inginerul de mine a complexelor probleme legate de prospectarea și explorarea substanțelor minerale utile, domeniu prioritar în prezent și viitor, în care se desfășoară activitatea de cercetare geologică în vederea descoperirii și punerii în evidență de noi resurse minerale.

Aparatura folosită în prezent în acest scop în cercetarea geologo-tehnică impune o pregătire corespunzătoare a inginerului de mine și pentru alegerea și utilizarea cât mai rațională a acesteia, pentru găsirea celor mai judicioase căi în amplasare a lucrărilor de prospecțiune și explorare.

Prin urmărirea consecventă a laturii aplicative a problematicii tratate în acest volum, fără a se neglija aspectul riguros științific al acesteia, inginerii minieri și tehnicienii vor dispune de un îndreptar prețios în urmărirea eficacității tehnice și eficienței economice a complexului de lucrări necesare investigării sub multiplele aspecte ale cercetărilor geologo-miniere.

Prin volumele ce vor urma se urmărește tratarea unitară a celorlalte domenii de activități ce urmează cercetării geologice: procedee de extragere, exploatarea miniere subterane și la zi, mașini și instalații miniere etc.

În cuprinsul Manualului inginerului de mine un loc important îl va ocupa „exploatarea prin lucrări la zi” ca urmare firească a dezvoltării acestui domeniu, a utilajului de mare capacitate și a multitudinii problemelor pe care le pune exploatarea la zi, în special în condițiile de zăcămint din țara noastră.

În întreaga lucrare se va pune accentul pe procedeele moderne de lucru, pe noi tehnologii menite să asigure exploatarea rațională a bazei de materii prime minerale din țara noastră, cu maximum de eficiență și la nivelurile impuse de ritmul de dezvoltare a economiei noastre naționale în plin avânt.

Într-o astfel de viziune apreciem că apariția Manualului inginerului de mine în noua formă și conținut va răspunde sarcinilor puse — în fața inginerului de mine și a celorlalți specialiști care activează în domeniul minier și cel al cercetării geologice — de către partidul și statul nostru, mobilizatoarelor sarcini ce decurg pentru industria extractivă minieră din Directivele Congresului al XIII-lea al Partidului Comunist Român cu privire la dezvoltarea economico-socială a României în cincinalul 1986 — 1990 și orientările de perspectivă până în anul 2000.

Dr. docent ing. ARON POPA
Profesor universitar emerit

Cuprins

I. GEOLOGIE FIZICĂ		II. CRISTALOGRAFIE ȘI MINERALOGIE	
Notiuni introductive	14	1. Noțiuni introductive	56
1.1. Obiectul și domeniul geologiei	14	2. Cristalografie	58
1.2. Metode și principii de lucru	14	2.1. Structura internă a corpurilor amorfe și cristalizate	58
1.3. Tendințe actuale în geologie	16	2.2. Legile generale ale formei geometrice	59
Introducere plantologică a geologiei	17	2.3. Principiul simetriei în cristalografie, elemente de simetrie	60
2.1. Soare-Pământ-Lună-Planete, raporturi și diferențe	17	2.4. Sistemele și clasele cristalografice	61
2.2. Concepții actuale de cosmogonie	17	2.5. Reprezentarea grafică a cristalelor, proiecțiile cristalografice	63
2.3. Mișcările Pământului, consecințe geodinamice	19	2.6. Definirea poziției unei fețe de cristal	64
2.4. Forma, dimensiunile și masa Pământului	20	2.7. Forma cristalelor	65
3. Structura generală a globului terestru	22	2.8. Edificii complexe de cristale (macle)	70
3.1. Surse de informare și rezultate principale	22	2.8.1. Legile de macle	70
3.2. Relieful Pământului	22	2.8.2. Modul de dezvoltare al macelilor	70
3.3. Constituția generală a Pământului	24	2.8.3. Exemple de macle	72
4. Proprietăți fizice generale ale Pământului și conexiunile acestora cu geologia	26	3. Mineralogie	72
4.1. Presiunea în interiorul globului	26	3.1. Proprietățile fizice ale mineralelor	72
4.2. Gravitația terestră	27	3.1.1. Proprietăți morfologice	73
4.3. Energia calorică	29	3.1.1.1. Morfologia indivizilor cristalizate	73
4.4. Radioactivitatea terestră	30	3.1.1.2. Aspecte morfologice ale concreșterilor orientate	75
4.5. Magnetismul și paleomagnetismul terestru	31	3.1.1.3. Alte aspecte legate de morfologia mineralelor	76
4.6. Electricitatea terestră	32	3.1.2. Proprietăți în legătură cu coeziunea	77
5. Geodinamică internă	32	3.1.2.1. Duritatea mineralelor	77
5.1. Vulcanismul	32	3.1.2.2. Clivajul mineralelor	81
5.2. Magmatismul	34	3.1.2.3. Elasticitatea și plasticitatea	81
5.3. Metamorfismul	35	3.1.3. Proprietăți optice	83
5.4. Diastrofismul	36	3.1.3.1. Culoarea și urma mineralelor	84
5.5. Cutremurele de pământ	37	3.1.3.2. Luciul și transparența	87
6. Geodinamica externă	42	3.1.3.3. Luminescența	87
6.1. Acțiunea geologică a atmosferei	42	3.1.3.4. Caractere optice microscopice	88
6.2. Acțiunea geologică a hidrosferei	43	3.1.4. Proprietăți termice	89
6.3. Acțiunea geologică a biosferei	50	3.1.5. Proprietăți magnetice	89
6.4. Diagenезa	51	3.1.6. Proprietăți electrice	91
6.5. Alterarea rocilor și problema solurilor	52	3.1.7. Greutatea specifică	93
6.6. Faciesuri geologice	53	3.1.8. Radioactivitatea	94
7. Probleme teoretice generale ale geologiei	53	3.2. Compoziția chimică a mineralelor	96
		3.2.1. Compuși chimici definiți	97
		3.2.2. Compuși chimici cu compoziție variabilă	97

3.2.3. Compuși chimici hidratați . . .	98
3.2.4. Coloizi	99
3.3. Structura rețiculară a mineralelor . . .	101
3.3.1. Proprietățile materiei cristaline . . .	101
3.3.2. Principalele tipuri de structuri rețiculare	102
3.3.3. Defecte de structură	106
3.4. Relația dintre chimismul, structura și proprietățile fizice ale mineralelor . . .	108
3.4.1. Izomorfismul	109
3.4.2. Polimorfismul	110
3.4.3. Morfotropismul	112
3.4.4. Izotopia	112
3.4.5. Politipismul	113
3.5. Geneza mineralelor	113
3.6. Topomorfismul	115
3.7. Sistematica mineralelor	116

III. ROCI ȘI PROCESE PETROGENETICE

1. Magma și roci magmatice	270
1.1. Noțiuni generale despre magme și procese magmatice	270
1.1.1. Proprietăți generale ale magmelor	270
1.1.2. Originea magmelor	271
1.1.3. Procese magmatice	272
1.1.4. Procese postmagmatice	273
1.2. Roci magmatice	274
1.2.1. Constituenții minerali ai rocilor magmatice	274
1.2.2. Chimismul și clasificarea chimică a rocilor magmatice	274
1.2.3. Structura și textura rocilor magmatice	276
1.2.4. Formele de zăcămint ale rocilor magmatice	278
1.2.5. Clasificarea mineralogică și structurală a rocilor magmatice	280
1.2.6. Descrierea principalelor familii de roci plutonice: granite alcaline, granite calcoalcaline, granodiorite, sienite alcali-feldspatice, sienite, anortozite, diorite, gabouri, sienite foidice, ultramafite	281
1.2.7. Descrierea principalelor familii de roci vulcanice: riolite, dacite, trahite, andezite, bazalte, fonolite	283
1.2.8. Roci predominant sau exclusiv filonice: pegmatite, apfite, lamprofire	285
2. Procese și roci sedimentare	285
2.1. Procese sedimentare; diagenza sedimentelor	286
2.1.1. Dezagregarea și alterarea	286
2.1.2. Procese mecanice	287
2.1.3. Procese chimice	288
2.1.4. Procese biogene	289
2.1.5. Diagenza sedimentelor	289
2.2. Constituenții rocilor sedimentare	290
2.3. Textura și structura rocilor sedimeantre	291

2.3.1. Textura	291
2.3.2. Structura	294
2.4. Sistematica rocilor sedimentare	295
2.4.1. Roci detritice (epiclastice):	297
roci psefitice, roci psamitice	
roci aleuritice, roci pelitice (argile)	
2.4.2. Roci carbonatice: calcare, dolomite	302
2.4.3. Silicolite	305
2.4.4. Fosforite	306
2.4.5. Bauxite	306
2.4.6. Roci piroclastice	307
3. Metamorfism și roci metamorfice	309
3.1. Metamorfismul	309
3.1.1. Definierea metamorfismului	309
3.1.2. Factorii metamorfismului	309
3.1.3. Gradarea metamorfismului	310
3.1.4. Condițiile geologice ale metamorfismului	311
3.2. Roci metamorfice	312
3.2.1. Compoziția chimică a rocilor metamorfice	312
3.2.2. Compoziția mineralogică a rocilor metamorfice	313
3.2.3. Structura și textura rocilor metamorfice	313
3.2.4. Clasificarea rocilor metamorfice	315
3.2.5. Descrierea rocilor metamorfice: filite, șisturi verzi, șisturi cuarț-albitice, micașisturi, gnaise, amfibolite, marmure, cuarțite, granulite, eclogite, roci magneziene, r. manganifere, r. cu oxizi de fier, corneene de contact, skarne, roci cataclastice și milonite	317

IV. ZĂCĂMINTE DE MINERALE UTILE

A. Zăcămint de minereuri	
1. Generalități	322
2. Factorii de control care determină localizarea zăcămintelor	326
3. Condițiile de formare a zăcămintelor	327
3.1. Zăcămint magmatogene	327
3.1.1. Zăcămint lichid-magmatice	328
3.1.2. Zăcămint pegmatitice	332
3.1.3. Zăcămint pneumatolitice	333
3.1.4. Zăcămint hidrotermale	335
3.1.5. Zăcămint de tranziție vulcanogen-sedimentare	338
3.2. Zăcămint exogene	339
3.2.1. Zăcămint de alterare	339
3.2.2. Zăcămint sedimentare	341
3.3. Zăcămint metamorfogene	344
3.3.1. Zăcămint metamorfozate	345
3.3.2. Zăcămint metamorfice	347
4. Clasificarea zăcămintelor	347
5. Tipuri genetice și răspândire	354
5.1. Zăcămint de minereuri pentru metale feroase	354

5.1.1. Zăcămint de minereuri de fier	354
5.1.2. Zăcămint de minereuri de mangan	360
5.1.3. Zăcămint de minereuri de crom	362
5.1.4. Zăcămint de minereuri de titan	362
5.1.5. Zăcămint de minereuri de vanadiu	363
5.1.6. Zăcămint de minereuri de nichel	363
5.1.7. Zăcămint de minereuri de cobalt	363
5.1.8. Zăcămint de minereuri de moli-bden	363
5.1.9. Zăcămint de minereuri de wolfram	364
5.2. Zăcămint de minereuri pentru metale neferoase	364
5.2.1. Zăcămint de minereuri de cupru și zinc	369
5.2.2. Zăcămint de minereuri de plumb	372
5.2.3. Zăcămint de minereuri de mercur	372
5.2.4. Zăcămint de minereuri de staniu	372
5.2.5. Zăcămint de minereuri de stibiu	373
5.2.6. Zăcămint de minereuri de arsen	373
5.2.7. Zăcămint de minereuri de bismut	373
5.3. Zăcămint de minereuri pentru metale ușoare	373
5.3.1. Zăcămint de minereuri de aluminiu	373
5.3.2. Zăcămint de minereuri de magneziu	375
5.3.3. Zăcămint de minereuri de beriliu	375
5.3.4. Zăcămint de minereuri de litiu	375
5.4. Zăcămint de minereuri pentru metale prețioase	375
5.4.1. Zăcămint de minereuri de aur și argint	375
5.5. Zăcămint de minereuri pentru metale radioactive	378
5.5.1. Zăcămint de minereuri de uraniu și radium	378
5.5.2. Zăcămint de minereuri de thoriu	379
5.6. Zăcămint de minereuri pentru metale rare și disperse	379
5.6.1. Zăcămint de minereuri de pământuri rare	379
5.6.2. Zăcămint de minereuri de zirconiu și hafniu	380
5.6.3. Zăcămint de minereuri de niobiu și tantal	380
5.6.4. Zăcămint de minereuri pentru metale disperse	380
5.7. Zăcămint de minereuri nemetalifere	381
5.7.1. Materii prime pentru industria metalurgică și refractară	381
5.7.2. Materii prime pentru industria ceramică și a sticlei	383
5.7.3. Materii prime pentru industria chimică	384
5.7.4. Materii prime pentru îngrășăminte agricole	386
5.7.5. Materii prime pentru industria electrotehnică și optică	386
5.7.6. Materiale de construcții	387

B. Zăcămint de cărbuni

1. Definiție, compoziție, proprietăți	403
2. Petrografia cărbunilor	404

3. Întrebunătăți și producție	407
4. Clasificarea cărbunilor	407
5. Condițiile de formare a zăcămintelor de cărbuni	410
6. Zăcămint de cărbuni pe glob	410
6.1. Zăcămint de antracit	411
6.2. Zăcămint de huilă	412
6.3. Zăcămint de cărbune brun	416
6.4. Zăcămint de lignit	418
6.5. Zăcămint de turbă	420
C. Zăcămint de șisturi bituminose	421

V. PALEONTOLOGIE

1. Relațiile dintre paleontologie și alte științe apropiate	424
2. Fosilele și procesul de fosilizare	426
2.1. Fosile	426
2.1.1. Valoarea stratigrafică a fosilelor	427
2.1.2. Index fosil	428
2.2. Fosilizarea	429
2.2.1. Fosilizarea plantelor	430
2.2.2. Fosilizarea resturilor de animale	432
3. Evoluția grupelor biologice în timp geologic	433
4. Elemente de paleontologie vegetală (Paleobotanica)	434
4.1. Thallophytae (alge)	435
4.1.1. Încrângătura bacteriophyta (bacterii)	435
4.1.2. Încrângătura cyanophyta	436
4.1.3. Încrângătura chrysophyta	437
4.1.4. Încrângătura silicoflagellatophyceae	438
4.1.5. Încrângătura bacillariophyta (diatomee)	439
4.1.6. Încrângătura dinophyta	439
4.1.7. Încrângătura chlorophyta	439
4.1.8. Încrângătura charophyta	441
4.1.9. Încrângătura rhodophyta	441
4.1.10. Încrângătura nematophyta	443
4.1.11. Încrângătura mycophyta (ciuperci)	443
4.1.12. Încrângătura lichenophyta (licheni)	443
4.2. Cormophytae	443
4.2.1. Încrângătura bryophyta (mușchi)	444
4.2.2. Încrângătura pteridophyta (criptogame vasculare)	444
4.2.3. Încrângătura gymnospermatophyta	449
4.2.4. Încrângătura angiospermatophyta	453
5. Elemente de paleozoologie (Paleontologie)	458
5.1. Protozoa (Protozoare)	458
5.1.1. Încrângătura sarcodina	458
5.2. Metazoa (Metazoare)	461
5.2.1. Încrângătura porifera (spongieri)	461
5.2.2. Încrângătura coelenterata	463

5.2.3. Încrângătura bryozoa	464
5.2.4. Încrângătura brachiopoda	464
5.2.5. Încrângătura mollusca	465
5.2.6. Încrângătura arthropoda	471
5.2.7. Încrângătura echinodermata	472
5.2.8. Încrângătura stomocordata (hemicordata)	473
5.2.9. Încrângătura cordata (chordata)	475

VI. STRATIGRAFIE ȘI PALEO GEOGRAFIE

1. Principii și metode de cercetare :	484
1.1. Geocronologie	484
1.2. Paleogeografie	486
2. Eon cryptozoic (Ere precambriene) :	489
3. Eon phanerozoic	498
3.1. Era paleozoică :	498
3.1.1. Paleozoicul inferior (ciclul calcedonian)	499
3.1.2. Paleozoicul superior (ciclul varisc-hercinic)	513
3.1.2.1. Perioada devoniană	513
3.1.2.2. Perioada carboniferă	519
3.1.2.3. Perioada permiană	526
3.2. Era mezozoică :	533
3.2.1. Perioada triasică	535
3.2.2. Perioada jurasică	541
3.2.3. Perioada cretacică	548
3.3. Era cainozoică :	556
3.3.1. Perioada paleogenă	556
3.3.2. Perioada neogenă	564
3.3.3. Perioada cuaternară	570

VII. GEOLOGIE STRUCTURALĂ

1. Structuri primare	582
1.1. Structura primară a rocilor sedimentare	582
1.2. Structura primară a rocilor magmatice	584
2. Structuri secundare	586
2.1. Forțele care acționează asupra rocilor în scoarța terestră. Stresul și deformarea	587
2.2. Cute	588
2.3. Fisuri	593
2.4. Falii	594
2.5. Încălecări	598
2.6. Pinze tectonice	599
3. Manifestarea proceselor tectonice în spațiu și timp	601

VIII. CARTOGRAFIE GEOLOGICĂ

1. Construirea hărților geologice propriu-zise	604
2. Construirea hărților structurale	610

IX. HIDROGEOLOGIE MINIERĂ

1. Noțiuni generale	614
1.1. Caracteristicile hidrogeologice și clasificarea apelor subterane.	614
1.2. Sisteme acvifere	616
1.3. Condițiile de alimentare, curgere și drenare a orizonturilor acvifere.	620
1.4. Clasificarea resurselor de ape subterane	622
1.5. Fenomene geo-miniere legate de prezența apei.	624
2. Circulația apelor subterane.	626
2.1. Mișcarea apei sub formă de vapori.	626
2.2. Mișcarea apei legate.	627
2.3. Mișcarea apei libere.	627
2.4. Regimuri de curgere.	629
2.4.1. Curgerea în regim laminar.	629
2.4.2. Curgerea în regim turbulent.	634
2.4.3. Curgerea în regim de tranziție	635
3. Clasificarea hidrogeologică a zăcămintelor și tipizarea condițiilor hidrogeologice.	635
3.1. Clasificarea hidrogeologică a zăcămintelor	635
3.2. Tipizarea condițiilor hidrogeologice	636
4. Asecarea formațiunilor acvifere	641
4.1. Metode de asecare	642
4.1.1. Asecarea preliminară	642
4.1.2. Asecarea paralelă	644
4.1.3. Asecarea combinată	645
4.2. Scheme de asecare	645
4.2.1. Scheme de asecare pentru exploatarea subterane	646
4.2.2. Scheme de asecare pentru exploatarea miniere la zi	647
4.2.3. Scheme de asecare a haldelor de steril	653
4.3. Tipuri de asecare	655
4.3.1. Asecarea gravitațională	655
4.3.2. Asecarea prin vacuum și cu aer comprimat	655
4.3.3. Asecarea electroosmotică.	655
5. Procedee și lucrări de asecare	656
5.1. Asecarea prin lucrări miniere subterane	656
5.1.1. Asecarea cu galerii de drenaj	656
5.1.2. Asecarea cu galerii de drenaj și filtre penetrante	657
5.1.3. Asecarea forțată	660
5.1.4. Asecarea cu galerii de drenaj și filtre de cădere	661
5.2. Asecarea prin lucrări miniere la zi	662
5.3. Asecarea prin foraje de drenare	664

5.3.1. Asecarea cu foraje verticale cu diametru mic	664
5.3.2. Asecarea cu foraje orizontale	665
5.3.3. Asecarea cu foraje subterane de drenaj	666
5.3.4. Asecarea prin foraje de mare diametru dotate cu pompe submersibile	667
5.4. Asecarea prin lucrări la zi, subterane și foraje	671
6. Determinarea afluxului de apă către lucrările de asecare	671
6.1. Calculul debitului de asecare al galeriilor de drenaj	671
6.2. Calculul afluxului de apă în puțuri și foraje	674
6.3. Calculul interacțiunii puțurilor de asecare în cazul asecării simultane prin mai multe puțuri	675
6.4. Calculul debitului de asecare al tranșelor de asecare	682
7. Dimensionarea lucrărilor de asecare	682
7.1. Dimensionarea puțurilor de asecare	682
7.2. Calculul razei de influență a puțurilor de asecare	683
7.3. Aplicații.	687
8. Evacuarea apelor drenate din lucrările miniere	691
8.1. Dirijarea și evacuarea apelor din lucrările subterane	692
8.2. Dirijarea și evacuarea apelor din carieră	692
8.3. Evacuarea apelor drenate la suprafața terenului	694

I. GEOLOGIE FIZICĂ

Conf. dr. ing. VASILE LĂZĂRESCU

care cere ca, o dată alese anumite raporturi între model și originalul din natură, celelalte proprietăți geometrice, fizice, mecanice ale modelului să decurgă cu necesitate din primele.

Metodele indirecte se bazează pe interpretarea geomorfologiei regiunii, după teren sau din date aerofotogeologice, pe cercetări geofizice sau geochimice și pe date de teledetecție.

Principiile de lucru stau la baza metodelor deductive, prin care se pleacă de la relații general valabile în rezolvarea cazurilor concrete. În geologie, principiile de bază sînt următoarele:

Principiul superpoziției straturilor, conform căruia într-o succesiune de depozite sedimentare în continuitate de depunere sau de curgeri de lavă, rămase nedislocate de mișcări tectonice sau slab afectate de acestea, stratele/curgerile sînt din ce în ce mai noi, dacă le urmărim de jos în sus pe una și aceeași verticală.

Principiul evoluției organismelor, după care, într-o succesiune geologică, stratele ce conțin fosile cu organizare superioară sînt mai noi decît cele ce cuprind resturile unor organisme primitive de pe aceeași linie filogenetică (pentru succesiunea straturilor și evoluția organismelor a se vedea și Secțiunea VI. Stratigrafie, și paleogeografie).

Principiul actualismului consideră că aceleași fenomene care acționează astăzi asupra crustei terestre au acționat și în trecut cu aceeași forță și aceleași efecte, deci, cheia înțelegerii istoriei geologice este studiul transformărilor actuale. Față de caracterul uniformitarianist al formulării lui inițiale dată de Ch. Lyell în 1833, acest principiu a fost amendat de L. C a y e u x (1941) prin *principiul cauzelor vechi*, bazat pe tipuri de roci (minette, fosforite) ce nu se formează astăzi. De aceea azi, actualismul este utilizat ca o metodă de gîndire prin care din studiul fenomenelor actuale încercăm să deducem retrospectiv caracterul proceselor vechi, fără a le considera identice. Modern, se fac și aplicații prospective (din trecut spre actual) și proiective (din actual în viitor) ale principiului.

1.3. TENDINTE ACTUALE ÎN GEOLOGIE

Dezvoltarea rapidă a circuitului economic mondial și a cunoașterii Pămîntului impun azi geologiei o evoluție nouă din ale cărei caractere sînt de reținut cîteva: dezvoltare contradictorie; specializare și teoretizare-generalizare în același timp; apariția neconținută de discipline limitrofe (de graniță) ca științe interdisciplinare și pluridisciplinare; pătrunderea de criterii cantitative în studii și interpretare, adică de matematizare; schimbarea raportului dintre amploarea informației geologice și posibilitatea de documentare; uzura rapidă a cunoștințelor vechi cu timp de înjumătățire de 20 de ani (jumătate din ele ies din uz la fiecare două decenii) și timp de dublare a informației de 10–15 ani; trecerea de la studii individuale și nesistematice la cercetare colectivă complexă și organizată pe plan național sau în proiecte internaționale; atenția mereu sporită dată structurilor geologice adînci din crustă ce necesită o colaborare mereu mai strînsă între geologie, geofizică, activitatea minieră și de foraj în cadrul a ceea ce se numește *inginerie geologică* (Colorado School of Mines, 1969), termen internaționalizat. Pentru geologia minieră se apreciază azi că „epoca facilităților a trecut” (Bur. Rech, Min. Paris, 1980) și zăcămintele trebuie căutate la sute de metri adîncime, ascunse în interiorul unor formațiuni sterile, sau diseminate ca minereu sărac.

2. INTEGRAREA PLANETOLOGICĂ A GEOLOGIEI

2.1. SOARE-PĂMÎNT-LUNĂ-PLANETE, RAPORTURI ȘI DIFERENȚE

În sistemul solar, (fig. I. 2), Pămîntul face parte din planetele interne (terestre), Mercur, Venus, Terra, Marte, mai mici ($5-12 \cdot 10^3$ km diam), mai dense ($4-5,6$ g/cm³) dar

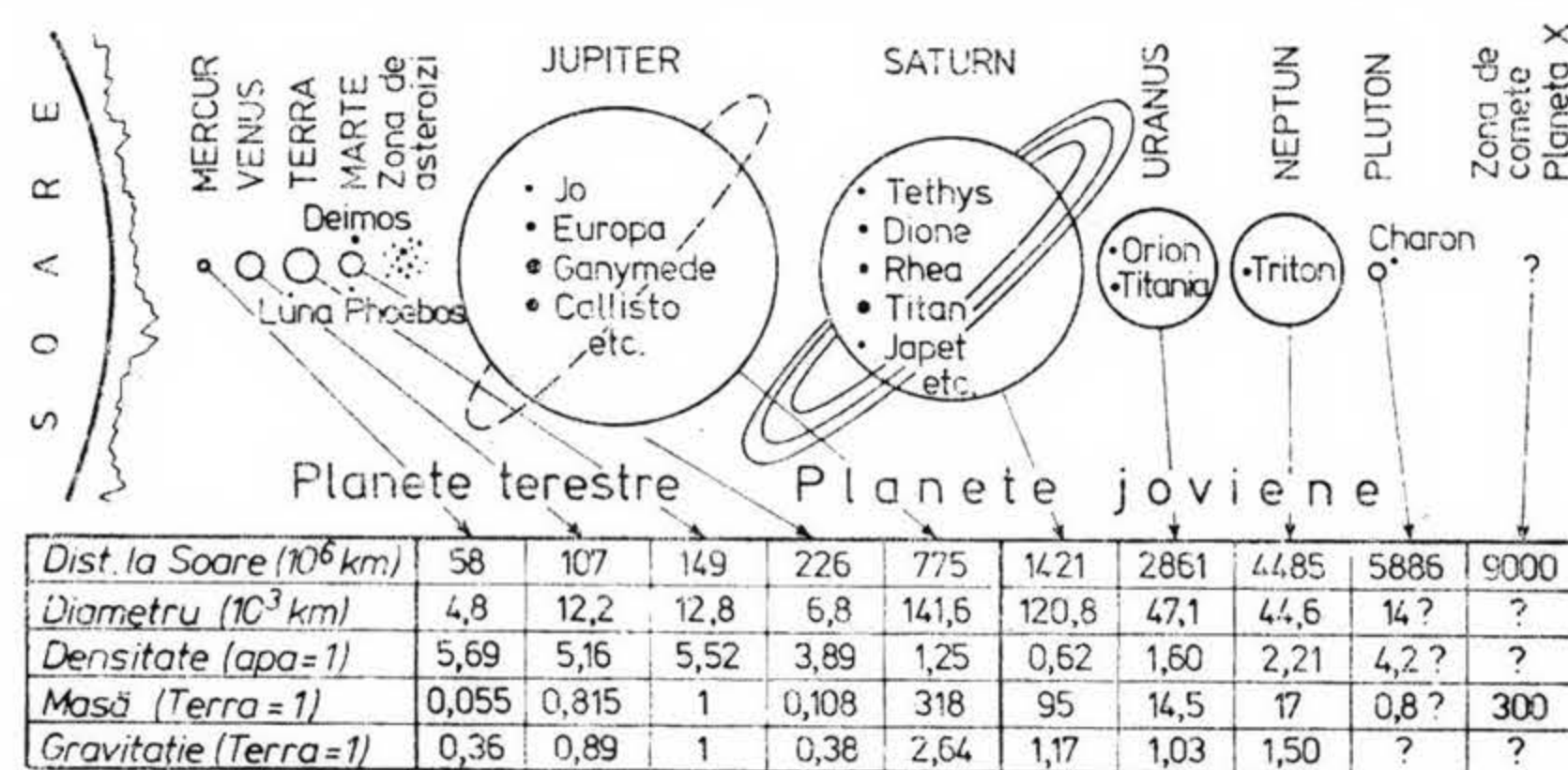


Fig. I.2. Distribuția planetelor în cadrul sistemului solar, cu indicarea principalilor sateliți ale acestora și a citorva caracteristici fundamentale privind distanțele, dimensiunile, densitățile, masele și accelerația gravitației pentru corpurile planetare.

cu masă redusă ($3 \cdot 10^{26}-6 \cdot 10^{27}$ g) deci și gravitație redusă ($4-10$ m/s² la suprafață), cu rotație lentă (1–230 zile) și perioadă de revoluție mică (0,25–1,88 ani terestri) dar vitează mare pe orbită (24–47 km/s) față de planetele externe (joviene), bogate în sateliți.

2.2. CONCEPȚII ACTUALE DE COSMOGONIE

Din datele navelor spațiale (sumarizate în lit. rom. de D. Andreescu (1979; V. Lăzărescu 1980) în particular a programelor Apollo, Venus, Mariner, Pioneer, Voyager din cadrul NASA (interpretatori principali H.C. Urey și T.A. Mutch) și ale Proiectului Intercosmos cu nave Soiuz, Saliut, Progress, deci fără o paternitate anumită, a reieșit un nou fel de a vedea nașterea planetei noastre, pornind de la date necunoscute anterior cum sînt: generalitatea de cratere (astrobleme) pe corpurile din sistemul solar, prezența de

inele gazoase la mai multe planete externe, evoluția pulsatorie a corpurilor cosmice depărtate, indicații asupra concentrării materiei cosmice și prin forțe magnetohidrodinamice, asupra dominației hidrogenului în univers și a faptului că fierul este elementul greu cel mai stabil (fig. I. 3), date sugerind o durată scurtă de formare a galaxiilor și de accreționare (concentrare) a materiei în planete care au toate o vîrstă în jur de $5 \cdot 10^9$ ani etc.

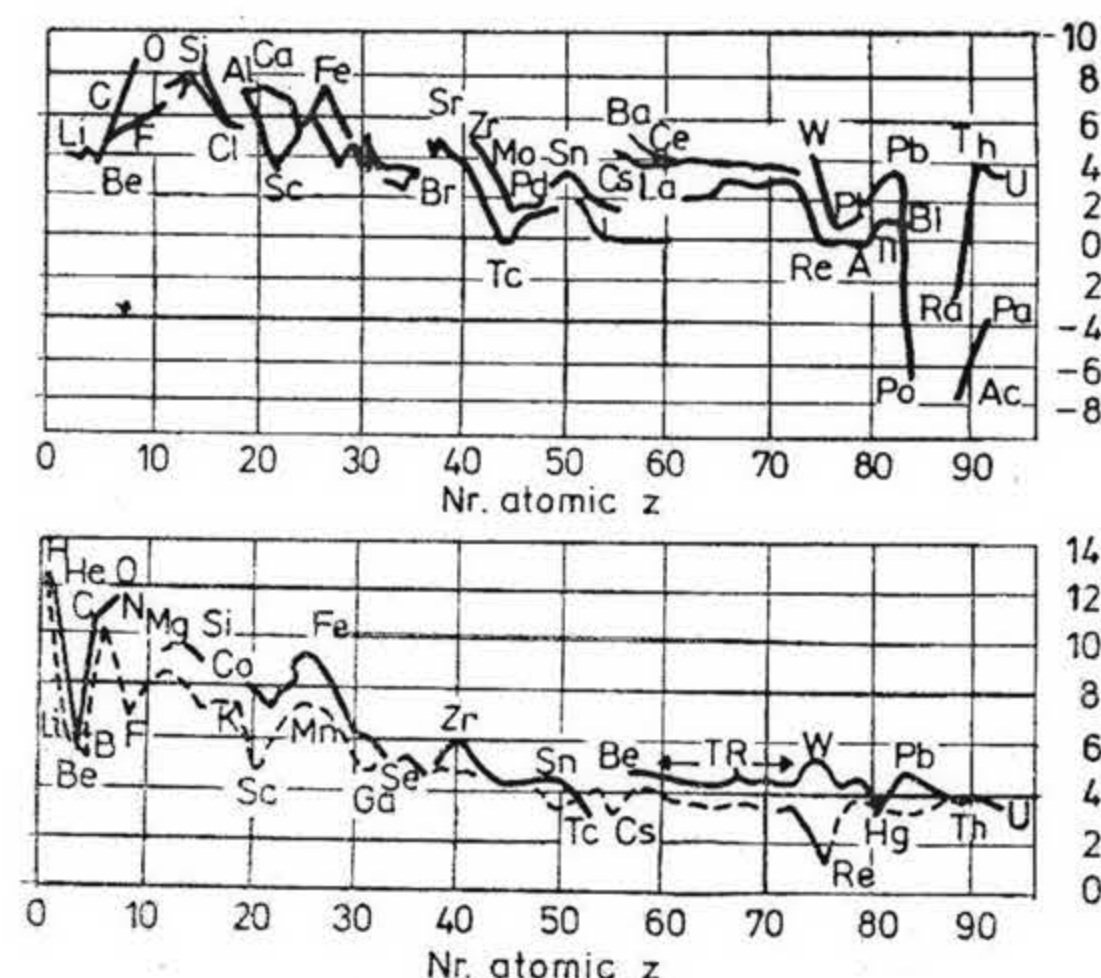


Fig. I.3. Frecvența relativă a elementelor în crusta Pământului (sus) și în Univers (jos) (după A. Cailleux 1976). Comparatie a proporției de elemente după o scară logaritmică.

Astfel, nașterea sistemului solar este văzută azi în felul următor: După o explozie termonucleară (super-novă sau un „Big Bang” general), s-au născut nebuloase ce s-au depărtat treptat între ele. Cea care va deveni galaxia noastră a început să se concentreze gravitațional și prin turbioane magnetohidrodinamice de materie rece ionizată din care un turbion complex va deveni sistemul solar printr-un proces de cel mult câteva zeci de milioane de ani, produs acum 4,6–5 miliarde de ani. Masa centrală a sistemului s-a concentrat mai intens și, după câteva „sclipiri” temporare, s-a aprins termonuclear ca o stea mijlocie. Masele nebule reci în rotație, satelite soarelui, s-au concentrat și ele și au început să capteze meteoriți în drumul (revoluția galactică) pe care întregul nostru sistem îl descria în jurul axei Căii Lactee. Cînd Pământul, ca protoplanetă, a depășit diametrul de 1500 km, datorită radioactivității și energiei de impact a meteoritelor a început să se încălzească, cantitatea de căldură produsă proporțional cu volumul ajungînd mult mai mare decît cea pierdută în spațiu, proporțional cu suprafața planetei. Perioada de incandescență a dus la crearea unui nucleu dens și a unei structuri generale concentrice Terrei, ce a căpătat și o formă de sferoid relativ turtit și cu un inel de gaze în planul ecuatorial ce cuprindea probabil și un corp mai mare, cu evoluție în paralel cu Pământul și care va deveni Luna. Incandescența a dus la o pierdere masivă de căldură și deci la o răcire pînă la un echilibru termic cu formarea unei prime cruste, probabil cu roci inter-

mediare (dioritice). Ea nu s-a conservat pentru că a fost spartă de meteoriți ulteriori și acoperită de revărsări bazaltice din zona astroblemelor pregeologice. Scăderea vitezei de rotație a dus la concentrarea unei pneumatofere (atmosfera primitivă fără oxigen) din inelul de gaze, în timp ce Luna, datorită gravitației ei reduse, a pierdut complet învelișul de gaze. Crusta terestră, devenită bazaltică, a fost supusă la eroziune eoliană fierbinte și coroziune chimică a unei atmosfere agresive, greu de înțeles astăzi, decît prin comparație cu procesele de pe Venus. Cînd temperatura a scăzut spre 100°C , s-a produs precipitarea apei. Ea a spălat sedimentele vechi, a creat oceane primitive și, prin acumularea de depozite marine, supuse ulterior la metamorfism și granitizare a permis să înceapă formarea păturii granitice a Pământului și trecerea la etapa lui protogeologică.

2.3. MIȘCĂRILE PĂMÎNTULUI, CONSECINȚE GEODINAMICE

Globul terestru execută o mișcare de rotație cu viteză unghiulară $w = 72,9 \cdot 10^{-6}$ rad/s, în $23\text{h}56'4''$ în jurul unei axe înclinată de $23^{\circ}27'21''$ față de normala la planul

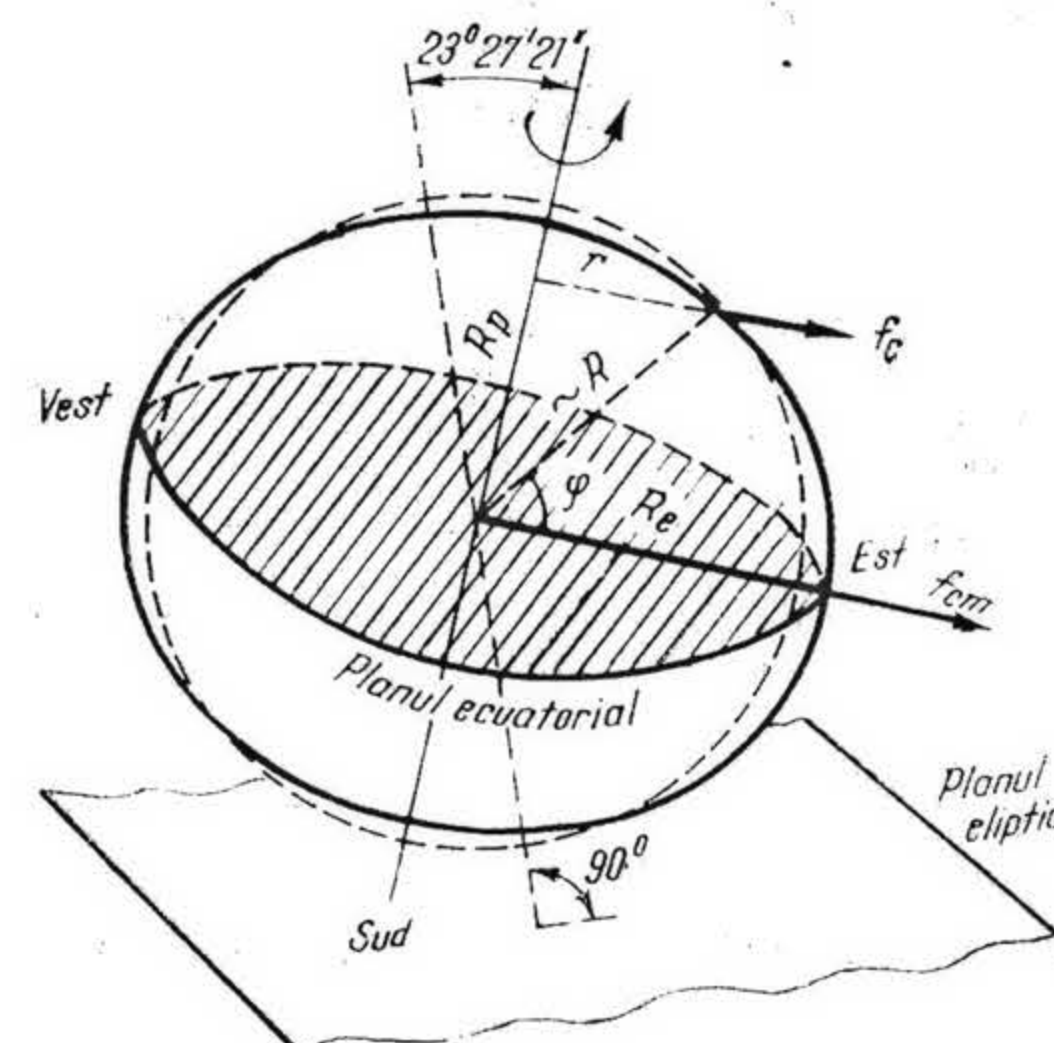


Fig. I.4. Rotația Pământului, forța centrifugă și influența ei asupra formei Pământului:
 R_e și R_p — razele ecuatorială și polară ale Globului; f_{em} și f_c — forța centrifugă la ecuator și, la latitudinea φ .

ecliptic de revoluție a Pământului în jurul soarelui (fig. I. 4). Mișcarea de revoluție se produce în $365^{\text{z}}6^{\text{h}}9^{\text{m}}11^{\text{s}}$ și are caracter de translație, axa Pământului rămînînd paralelă cu ea însăși, excepție făcînd unele mici balansări ale acestei axe, denumite *mișcări de nutație*.

Rotafia globului are drept consecințe:

- nașterea unei forțe centrifuge, maximă la ecuator (cu accelerație de 3 cm/s^2) ce scade cosinusoidal spre zero la poli și explică scăderea gravitației de la poli spre ecuator și forma de sferoid turtit a Pământului, direcția spre SV și NV a alizeelor etc.;
- nașterea accelerației laterale (Coriolis) a corpurilor în mișcare aparent uniformă pe meridian, deplasate spre vest în drumul de la poli spre ecuator și spre est în drum spre poli;
- variații diurne în cîmpul de temperatură, geomagnetic etc.;
- producerea unui moment de răsturnare spre vest a construcțiilor înalte și suple (coșuri, turnuri) a căror verticală dinamică de stabilitate nu mai corespunde cu cea geometrică.

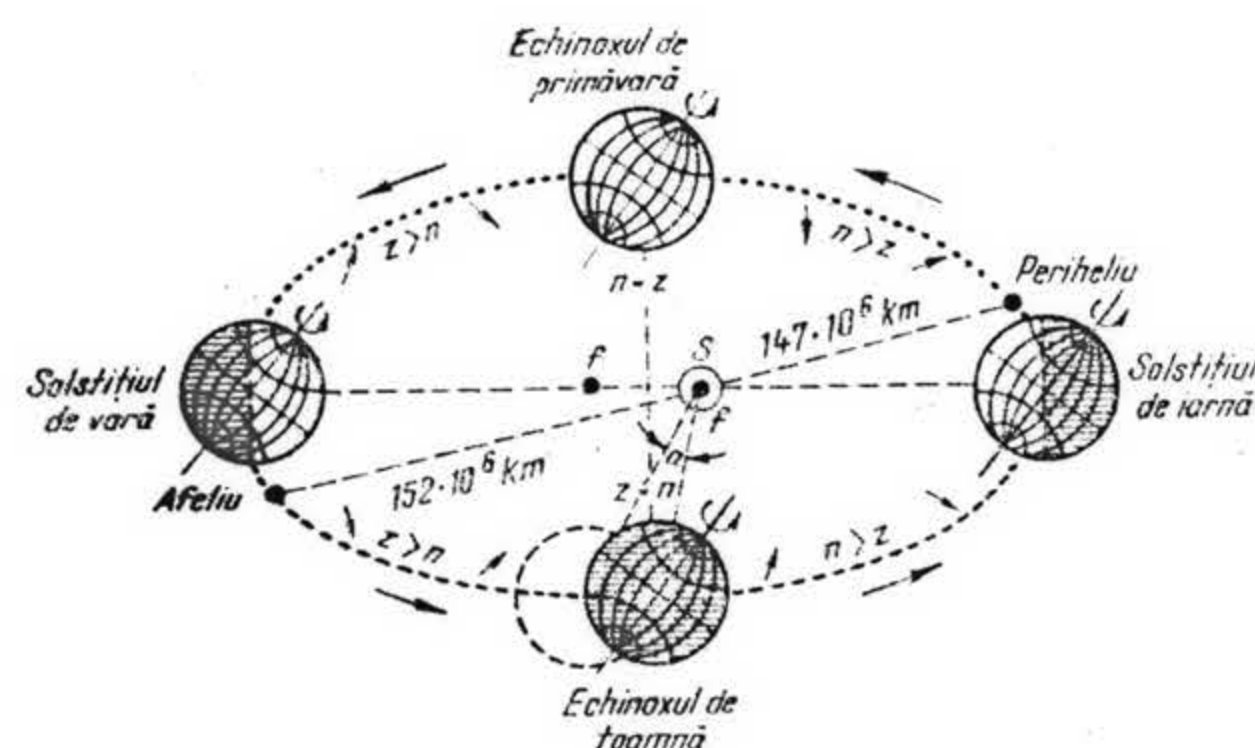


Fig. I.5. Pozițiile caracteristice ale Pământului în cadrul mișcării de revoluție. Ziua (z) și noaptea (n) în creștere (săgeți subțiri în sus) sau în scădere de durată (săgeți subțiri în jos). Tendința de precesie a echinoxilor cu unghiul la centru α (după V. Lăzărescu 1980).

Mișcarea de revoluție (fig. I.5) și nutație determină ciclicități anuale de temperatură, de cîmp geomagnetic etc. și precesia echinoxilor.

2.4. FORMA, DIMENSIUNILE ȘI MASA PĂMÎNTULUI

Din datele geodezice clasice rezultă posibilitatea aproximării formei Pământului cu un elipsoid de rotație cu două axe de formula

$$(x^2 + y^2)/a^2 + z^2/b^2 - 1 = 0$$

în care: $a = 6378,388 \text{ km}$ este raza ecuatorială (semi-axa mare);
 $b = 6356,912 \text{ km}$ este raza polară (semi-axa mică);
 $(a - b)/a = 1/297$ este turtirea (elipticitatea);

celelalte caracteristici geometrice ale globului terestru fiind:

- lungimea ecuatorului = 40076 km ;
- lungimea unui meridian = 40009 km ;
- aria suprafeței = $510,10 \cdot 10^6 \text{ km}^2$;
- volumul total = $1083 \cdot 10^9 \text{ km}^3$ funcție de care, cu balanța de torsiune, s-a calculat masa terestră la $6 \cdot 10^{27} \text{ g}$ și densitatea medie de $5,52 \text{ g/cm}^3$.

Din măsurătorile continui prin sateliți a rezultat că emisfera sudică are o formă mai apropiată de sferă decât cea nordică, pentru această formă ovoidă, comparată adesea cu o „pară”, propunându-se numele de *terroid* sau *teluroid* (fig. I. 6).

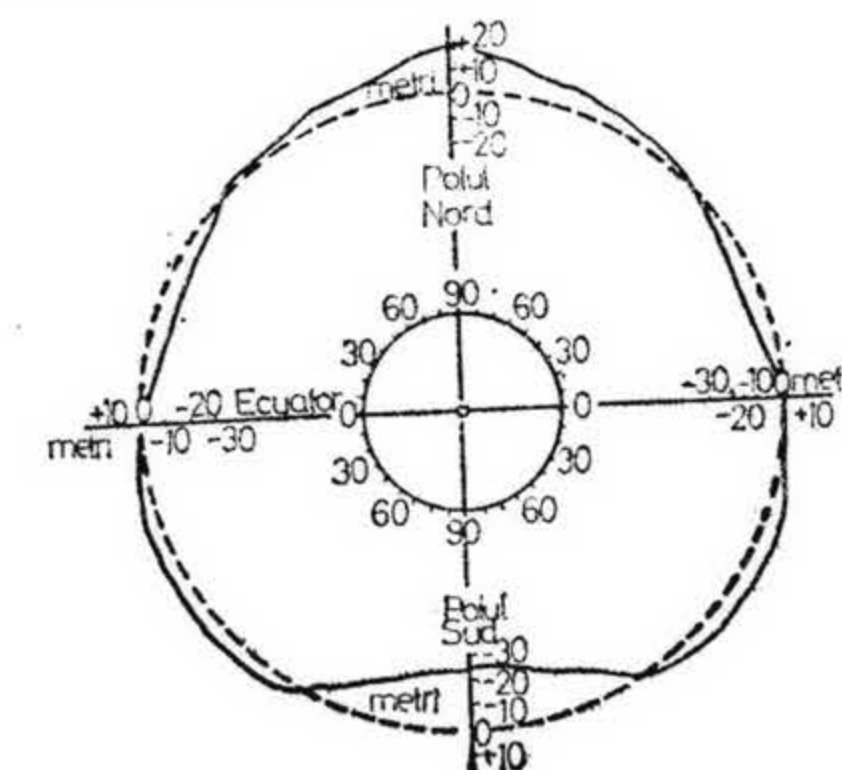


Fig. I.6. Conturul ovoidal al Pământului (linie continuă) în raport cu elipsoidul de referință (linie întreruptă). Valorile sînt mediate după latitudine, razele apărînd simetrice față de axa polilor, iar exagerarea scării dă o falsă impresie de depresiune în zona Antarcticii care, în realitate, are doar o rază de curbura mai mare (după D. H. King-Hele și G. E. Cook 1973).

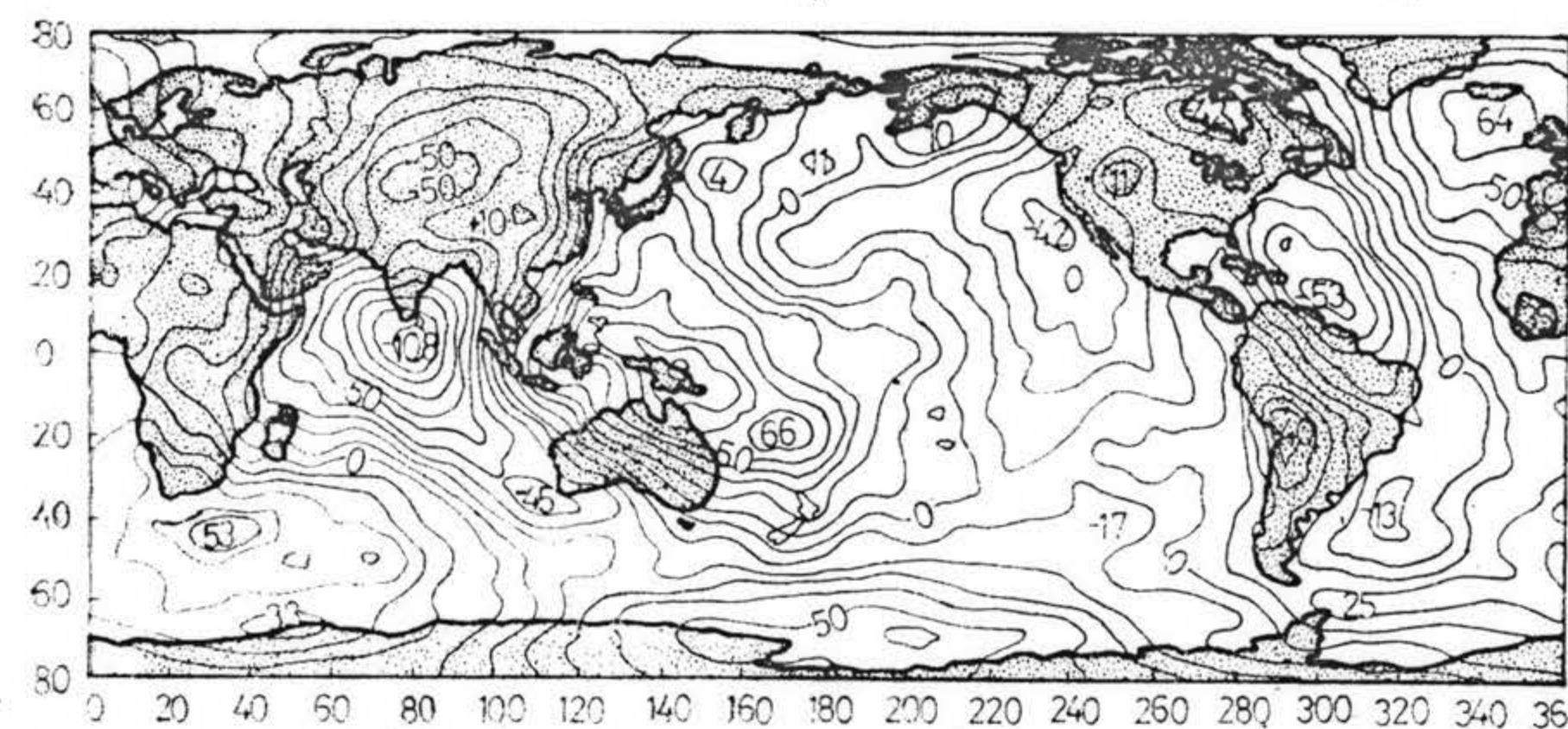


Fig. I.7. Geoidul reprezentat prin izohipse și izobate cu echidistanța de 10 m , în raport cu elipsoidul de rotație (după datele Inst. Goddard, 1976; în V. Dragomir et al. 1977).

Fizic, forma Pământului se definește prin noțiunea de *geoid* ce are suprafața perpendiculară în orice punct pe direcția gravitației, o suprafață neregulată cu denivelări de pînă la -100 m în Oc. Indian și $+70$ în reg. Noii Caledonii față de elipsoidul de referință (fig. I. 7).

3. STRUCTURA GENERALĂ A GLOBULUI TERESTRU

3.1. SURSE DE INFORMARE ȘI REZULTATE PRINCIPALE

Datele asupra interiorului adinc al Pământului provin din:

— *Studiul meteoritelor: sideritici* (din Fe și Ni plus carburi cu $d = 6-8 \text{ g/cm}^3$) *siderolitici* (din Fe, Ni, silicați de Fe, Mg cu $d = 4-6$), *litosideritici* (cu compoziție bazaltică și $d = 3-4$) uneori *chondritici* (formați din sferule minerale) și *sticloși* (pietroși) cu $d = 2,5-3,5$ de tipul rocilor din crustă.

— *Studiul undelor seismice longitudinale* (prime) notate cu *P* și transversale (secunde) sau *S* care, la anumite adâncimi, prezintă schimbări bruște sau gradate de direcție (prin reflecție sau refracție) și viteză, punând în evidență discontinuitățile seismice sau zone de mare gradient vertical de viteză la diverse adâncimi, din care cele importante sînt: Conrad (15–20 km), Mohorovicic/Moho (30–60 km), Wiechert-Gutenberg (2900 km) și Lehman (5100–5200 km).

— *Studiul poziției hypocentrelor cutremurelor* și al proceselor din aceste focare, cercetarea cîmpurilor geomagnetice, gravimetrice, geotermice, studiul de laborator al unor modele ale Pământului etc.

Pentru adâncimi moderate, se folosesc *datele de cartare de teren*, cu care se fac secțiuni geologice pînă la cîteva mii de metri, *observațiile în mine adînci* (pînă la 3500 m de ex. în reg. Kimberley din Africa de Sud) sau *forajele de explorare* (ajunse pînă peste 10 000 m în reg. Kola U.R.S.S.) sau informațiile pînă la baza crustei, furnizate de seismologia de explozie (cu sursă controlată).

3.2. RELIEFUL PĂMÎNTULUI

Distribuția ariilor cu diverse altitudini adîncimi pe suprafața planetei noastre și interpretarea lor geologică generală sînt indicate de curba hipsografică, în forma actualizată a diagramei Penck (fig. I. 8) sau pe o reprezentare circulară (fig. I. 9). Detalierea lor arată că deosebim:

Munți: *m. de cutare* (centuri orogenice) de vîrstă caledoniană (peneplenizați după Paleozoicul timpuriu și ridicați în bloc), hercinică/variscă (din Carbonifer–Permian, parțial peneplenizați și fragmentați în *munți insulari*), alpină (din Mezo-kainozoic, cu relief înalt continuu, seismicitate, \pm vulcanism, rădăcini sialice în ridicare izostatică); *m. vulcanici* (conici, dispuși în lanțuri, cîmpuri neregulate sau izolați aproape de falii profunde); *m. faliați* (blocuri fracturate și înclinate pe colțurile de sud ale continentelor).

Podișuri: *p. vulcanice* (platouri de bazalte cu trepte de relief), *p. intermuntoase* (cu fundament orogenic și umplutură de molasă) și *p. de platformă* (pe anteclize/masive ale platformelor).

Cîmpii: *c. maritime/marginale/de coastă* (înguste, alungite, ca margini ridicate ale șelfului, uneori cu extinderi deltaice), *c. interne* (întinse și izometrice, pe sineclize/bazină

de subsidență), *c. de piemont/acumulare* (în fața sau spatele munților și umplute cu molasă, ca de ex. nordul Cîmpiei Române).

Depresiuni continentale sub nivelul mării: *grabene/rifturi* (lacuri adînci și persistente pe zone căzute între falii paralele), *părți centrale ale sineclizelor* (ex. nordul

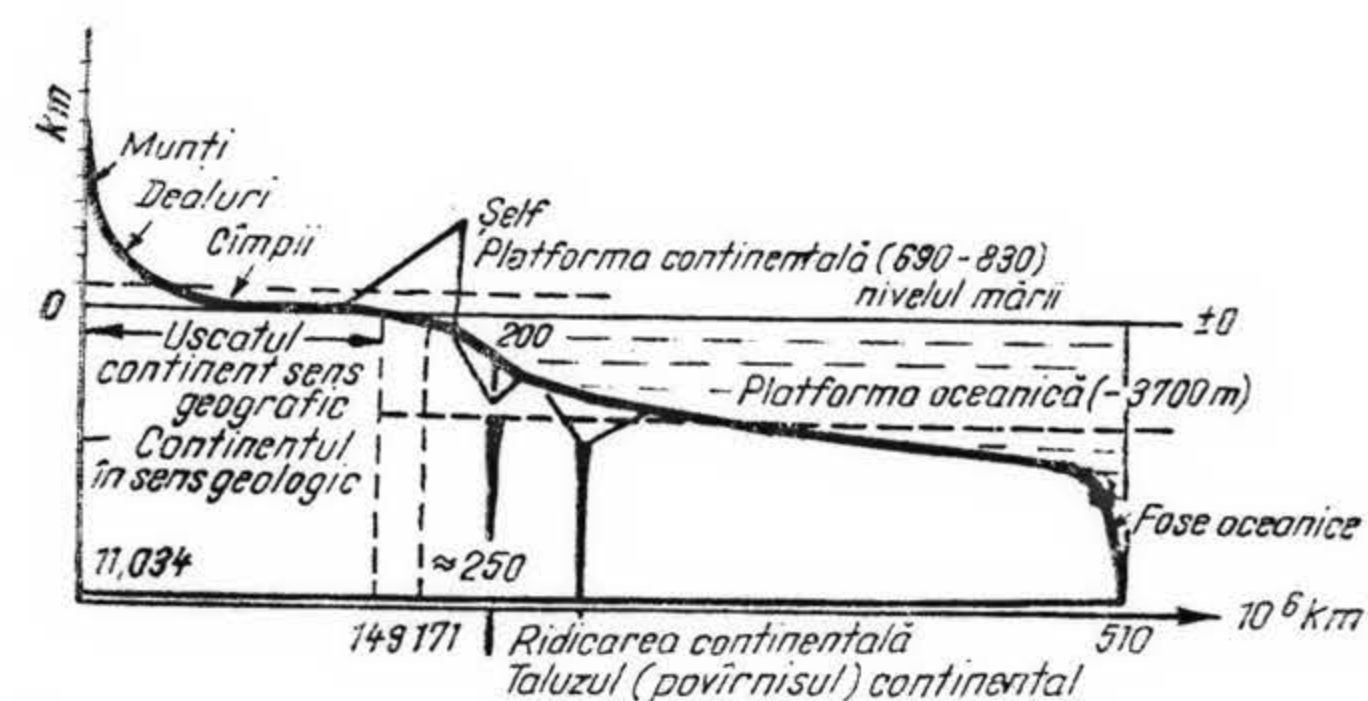
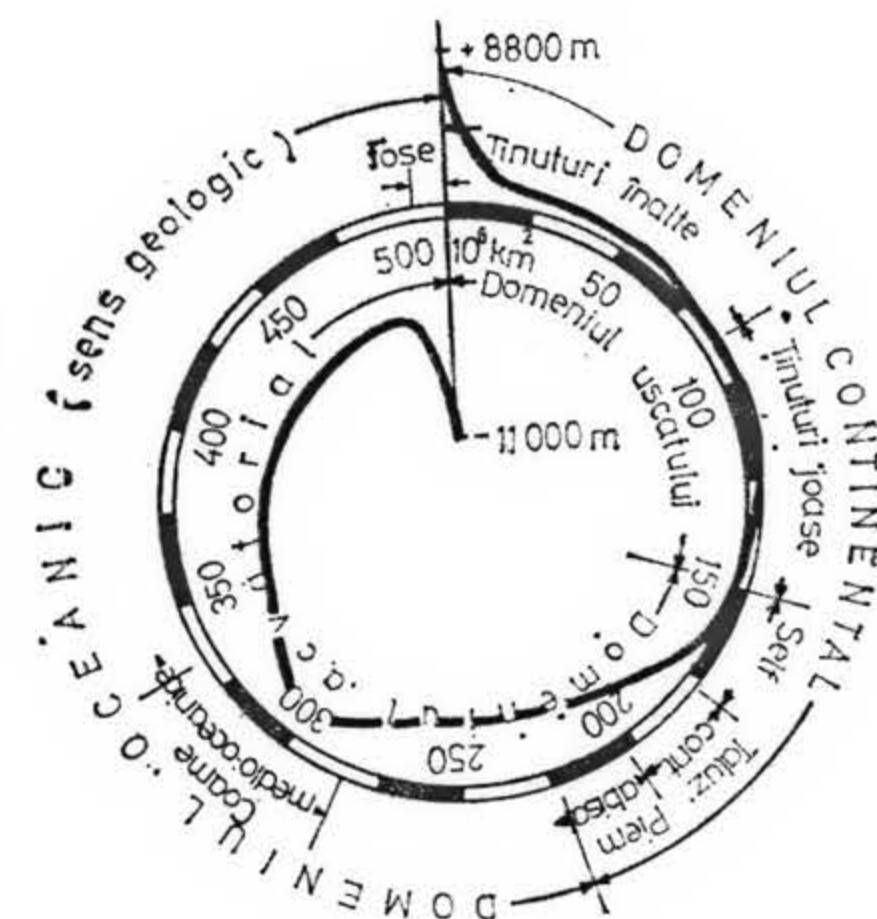


Fig. I.8. Curba hipsografică (Penck) cu ariile, la scară terestră, ocupate de fiecare tip principal de regiune morfologică a Pământului.

M. Caspice), *depresiuni în plinie erodate eolian* (ex. Kattarah-Egipt), *excavații antropogene* (cariere adînci, în trepte).

Fig. I.9. Curba hipsografică a Pământului pe o diagramă circulară ce aduce fosele în poziția lor naturală, în fața munților și reprezintă separat ariile ocupate de dorsalele medio-oceanice (după V. Lăzărescu 1980).



Margini continentale (regiuni submerse cu crustă continentală) formate din: *șelf* (platoul continental) cu relief șters și adâncimi pînă la 170–200 m (rar, 400–600 m pe șelfuri instabile, faliate); *taluzul continental* (la 200–2000 m faliat în trepte prezentînd canioane submarine și curenți de turbiditate) și *piemontul precontinental/abisal* (engl.

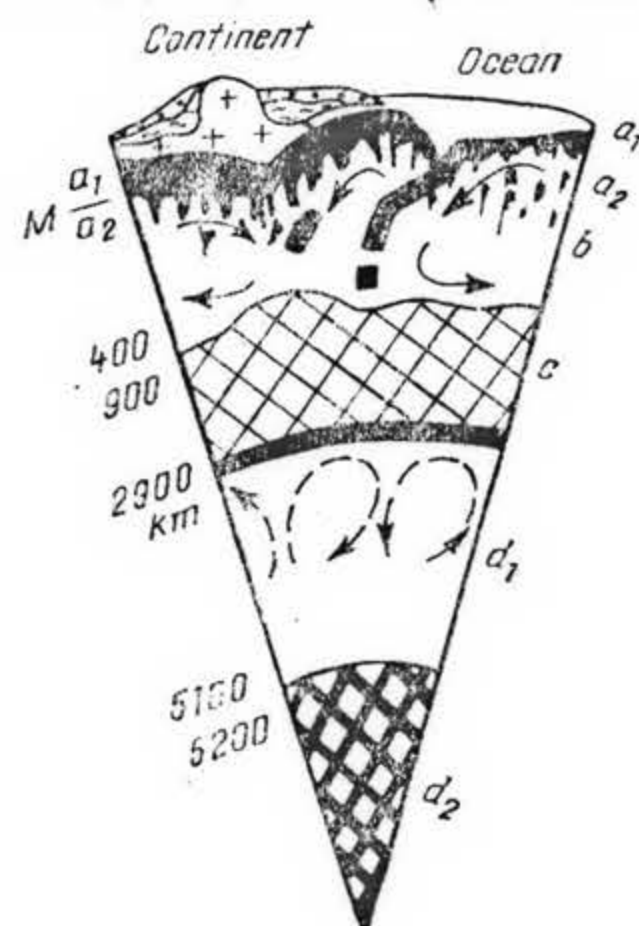
continental rise) cu conuri abisale formate din turbidite, adesea groase, și alunecări submarine adânci, ce racordează contactul geologic continent-ocean.

Domeniul oceanic ce cuprinde: *dorsale/coame medio/mid oceanice* (sistem mondial de coame submarine pe 60 000 km, late de 1000–1500 km, cu un rift/graben central și decalate prin falii de transformare) pe lungul cărora începe expansiunea fundului oceanic (prin consolidarea de topituri magmatice); *praguri oceanice* (coame vulcanice inactive, mai tinere spre dorsale și vechi spre continent, născute prin străpungerea crustei oceanice în deplasare laterală de către surse stabile de topituri venite din astenosferă); *munți vulcanici* submarini uneori rețezați la partea superioară (*guyot-uri*); *microcontinente* (fragmente de crustă continentală cu pătură granitică, plutind izostatic pe crusta oceanică, mai densă, de ex. Platoul Rockall din Oc. Atlantic); *cîmpii abisale* (bazinele oceanice din literatura mai veche, adânci de cca 5000 m, izometrice, mărginite de relieuri pozitive sau de fose ca praguri de vacuitate); *fose* (depresiuni de peste 6000 m, lungi de 1000–2000 km, late de 100–200 km, pe periferia domeniului oceanic, în fața arcurilor de insule vulcanice sau a munților tineri, cu structură de grabene, numite uneori *thalassogeosinclinale*, legate de subducția plăcilor oceanice sub cele continentale).

Arcuri insulare vulcanizate (pe marginea lor internă) cu dispoziție în *ghirlandă* (arcuri unite prin unghiuri de rebrusment ce constituie joncțiuni între structuri geologice diferite), în față cu fose și în spate cu bazine retro-arc (mări/bazine marginale/periferice ce vor deveni depresiuni intermuntoase în viitorul geologic post-alpin).

3.3. CONSTITUȚIA GENERALĂ A PĂMÎNTULUI

Față de împărțirea clasică a geosferelor interne în: *crustă* (Sial), *mantă superioară* (Sima) și *inferioară* (Crofesima, Nifesima) și *nucleu* (Nife), astăzi se deosebesc (fig. I.10): litosferă, astenosferă, mezosferă și nucleu.



Litosfera superioară (crusta/scoarța terestră), la bază cu discontinuitatea Mohorovicic/Moho/M este formată din: pătură sedimentară (groasă, uneori de 10–20 km, în avanfose, moderată pe platforme, absentă pe scuturi sau pe dorsale midoceanice) cu viteze de 3–4 km/s pentru v_p (p =unde prime), pătură granitică sau granulitică (tipică pentru crusta continentală și absentă sub oceane) cu $v_p = 5–6$ km/s și

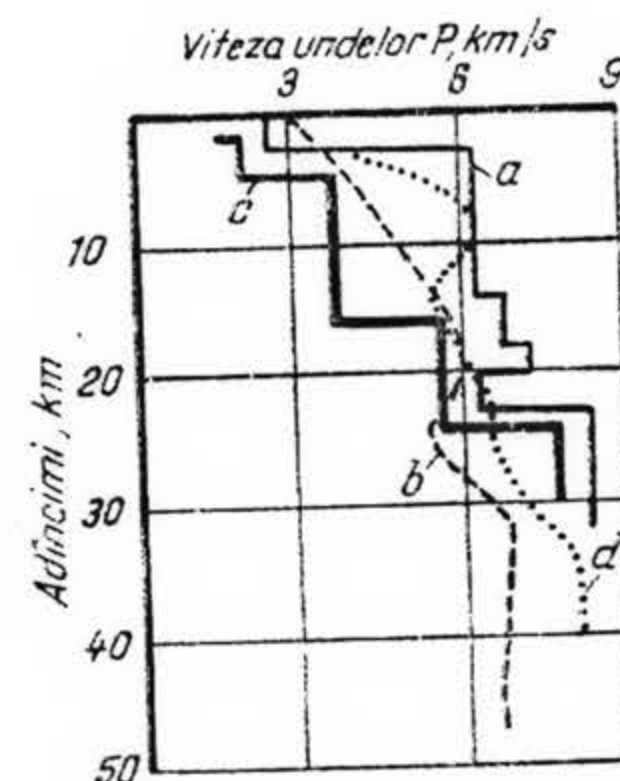
Fig. I.10. Concepția actuală asupra structurii interne a Pământului (după V. Lăzărescu 1980):

a — litosfera superioară — crusta (a_1) și litosfera inferioară (a_2), separate de suprafața M ; b — astenosfera cuprinzând porțiuni de plăci litosferice (lespezi) subduse în cadrul unor curenți de convecție termică; c — mezosfera, eventual cu bombamente; d_1 — nucleul extern, lichid, afectat de curenți de convecție; d_2 — nucleul intern, solid, cu materia metalizată.

pătură bazaltică/gabroidală (de 15–20 km sub continente și 5–6 km sub oceane) cu $v_p = 6,5–7$ km/s. Între pătura tipic continentală (de 20–60 km) și oceanică (de 6–8 km), există și crustă intermediară/suboceanică (de 12–20 km, cu pătură granitică subțiată, discontinuă) în mări interne (ex. M. Neagră (fig. I.11)).

Fig. I.11. Modele de structuri seismice ale crustei terestre ce pun în evidență inversiuni de viteză (zone de viteză mică) spre baza crustei, sugerind o anumită structură a limitei M ca zonă de trecere crustă-mantă:

a — Depresiunea Pannonică (după K. Posgay 1978); b — Platforma Moesică la vest de Craiova (după Fl. Rădulescu 1979, 1981; I. Cornea et al. 1982); c — Marea Neagră (după I.A. Cargalenco 1972); d — Italia (după P. Giese și C. Morelli 1975).



Litosfera inferioară (mantaua extrem superioară, solidă), de 30–50 km, este constituită din: roci ultrabazice (peridotite), eventual ultrametamorfice (eclogite) cu $v_p = 8,0–8,2$ km/s, în care pătrund falii profunde (ex. Peceneaga-Camena). Între mantă și crustă, limita M poate fi o zonă de tranziție de câțiva km cu structură (canale de viteză seismică redusă) și grosime variabile în spațiu și timp (prin schimbări de fază date de ridicări sau coboriri), ce separă roci cu $2,5–2,9$ g/cm³ deasupra, de altele cu densitate de $3,3–3,5$ g/cm³ dedesubt.

Atmosfera (geosfera fără rezistență cu materie la limita solid-lichid) începe la 80–150 km, prin tendința de scădere a v_p și este sediul unor curenți de convecție termică (de câțiva cm/an), de ridicare și divergenți (sub coamele medio-oceanice) sau în coborire cu lespezi litosferice subduse, pe cale de asimilare (sub marginile continentale active), conform teoriei expansiunii oceanului. După R. W. B e m m e l e n, astenosfera prezintă ridicări diapire ce sint centre de diastrofism/orogeneză în litosferă prin alunecări gravitaționale divergente pe flancul geotumorilor astfel generate.

Mezosfera (mantaua inferioară), dintre 900–2900 km, are materie solidă cu densitate 5–6 și v_p crescătoare de 9–11 km/s, iar după V. V. B e l o u s o v (1978) prezintă fracturi prin care se ridică mase fierbinți (astenolite).

Nucleul este separat de discontinuitatea seismică Lehman (5100–5200 km) într-o zonă externă (probabil lichidă — pentru că nu permite trecerea undelor seismice S — și cu circuite de convecție cu viteză de 10–15 km/an, după J. V i n e, 1963) și o zonă internă/centrală (solidă cu $v_p = 12–13$ km/s, densitate 11–15) formată ipotetic din Fe, Ni, carburi sau alte elemente cu rețea cristalină densificată, metalizată, iar după W. R a m s a y dintr-o materie nediferențiată chimic, cu învelișurile electronice distruse de presiunea ce se ridică spre 3,7 Mbări.

4. PROPRIETĂȚI FIZICE GENERALE ALE PĂMÎNTULUI ȘI CONEXIUNILE LOR CU GEOLOGIA

4.1. PRESIUNEA ÎN INTERIORUL GLOBULUI

În interiorul globului terestru se deosebesc presiunile: litostatică (geostatică/multilaterală) și orientată (stressul tectonic).

Presiunea litostatică, teoretic uniformă, are o valoare mijlocie dată de produsul dintre accelerația gravitației (g), adâncimea (h) de calcul și greutatea specifică medie a terenurilor acoperitoare (d_r). Datorită rezistenței proprii a rocilor, presiunea orizontală (p_0) este diferită de cea verticală (p_v) după relația: $p_0 = p_v \cdot \mu / (1 - \mu) = g \cdot h \cdot d_r \cdot \mu / (1 - \mu)$ în care: μ este coeficientul lui Poisson ce tinde spre 0,5 la adâncimi mari, la care presiunea pe diverse direcții în jurul unui punct material se egalizează trecînd la condiții hidrostatice. Această adâncime, funcție de rezistența la zdrobire a rocilor (tabelul I.1), variază între 1000–8000 m și corespunde cu închiderea golurilor interstițiale din roci.

Tabelul I.1

Date orientative asupra proprietăților de rezistență, elasticitate și densitate în condiții de suprafață — ale principalelor tipuri de roci (simplificare după I. Băncilă ș.a., 1980)

Tip de rocă	Densitate, g/cm ³	Rezist. la compresiune, daN/cm ²	Modul de elasticitate, 10 ³ ·daN/cm ²
Granite	2,65	1000–3000	30–150
Gabrouri	2,95	400–2000	100–400
Ultrabazite	3,2–3,3	1000–4000	100–4000
Dacite	2,65–2,7	600–1100	50–300
Andezite	2,7	800–1500	60–300
Bazalte	3,1	700–2000	70–300
Piroclastite	1,8	200	1–3
Corneene	2,5–3,0	600–1200	50–200
Șisturi verzi și sericito-cloritoase	2,5–2,9	600–1500	30–300
Micașisturi	2,6	700–800	30–120
Gnaise	2,6–2,65	700–1600	30–300
Conglomerate	2,2–2,3	100–300	40–100
Gresii	2,1–2,6	100–900	40–180
Argile, marne	1,8–2,0	max. 200	max. 20
Șisturi argiloase	2,0–2,4	max. 400	4–10
Calcare	2,0–2,7	300–1400	60–200

Valoarea concretă a presiunii litostatice pe pereții golurilor miniere depinde mult de forma acestora (fig. I.12), eforturile mari concentrîndu-se pe colțurile lor (M. Stamatiu 1962).

Presiunea orientată/diferențială (stress) este generată de mișcări tectonice ce determină deformări plastice (cute) și rupturale (falii) în crusta terestră. Cutele (mai ales

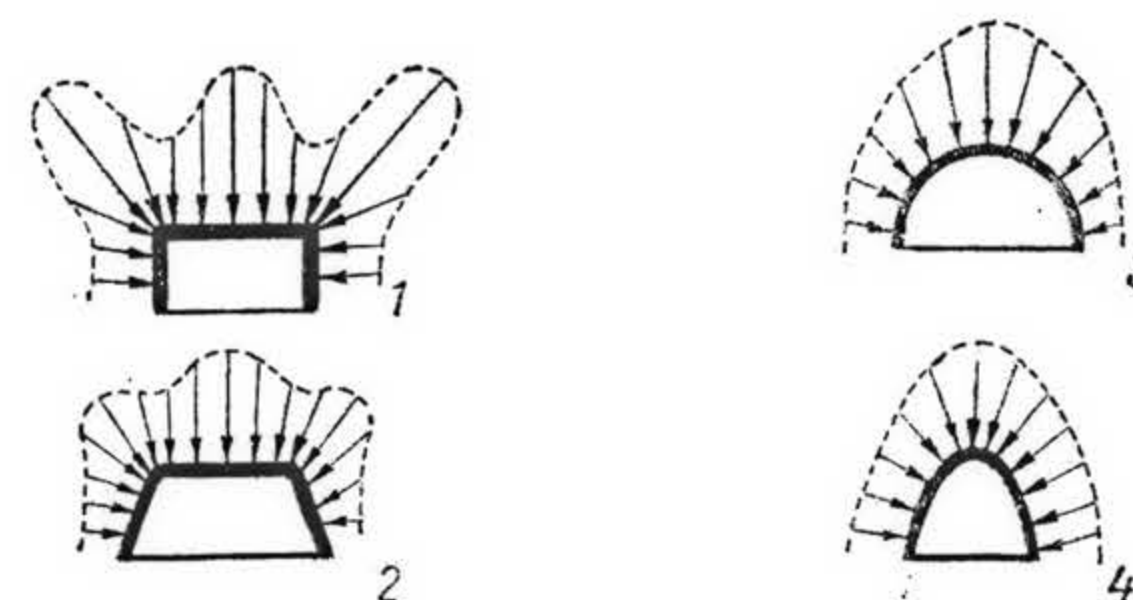


Fig. I.12. Modul de distribuție a presiunilor în golurile miniere, funcție de profilul lor transversal dreptunghiular (1), trapezoidal (2), semicircular (3), în „boltă de rezistență naturală” (4). Valoarea presiunilor (numai pentru tavan și pereții laterali) este indicată prin lungimea vectorilor (simplificare în V. Lăzărescu 1980, după M. Stamatiu, 1962).

în bolțile anticlinale) păstrează uneori și o componentă elastică (eliberată de exemplu prin „lovituri de berbec” în pereții galeriilor, proces favorizat și de prezența gazelor sub presiune).

În general, valoarea stress-ului se apreciază după intensitatea cutării și falierii straturilor. Modern, se utilizează și aparataj geodinamic pentru studiul stress-ului actual în dreptul fracturilor majore, mai ales pentru scopuri seismotectonice.

Efecte geologice ale presiunii: tasarea-compactarea sedimentelor (deci, scăderea permeabilității și porozității), creșterea greutatei volumice (prin închiderea spațiilor interstițiale), nașterea de budinaje (gîtuiuri ale straturilor), dike-uri sedimentare, hieroglife de tip load-cast/tegoglife prin tasări diferențiale, producerea caracterului foios-șistos al argilelor, iar la adâncimi mai mari tendința de închidere a găurilor de sondă (în roci plastice) și procese de dinamometamorfism etc.

4.2. GRAVITAȚIA TERESTRĂ

Gravitația terestră este rezultanta dintre forța de atracție a globului terestru și forța centrifugă determinată de rotația acestuia. Se exprimă prin accelerația în miligali (mgal) și, recent, uneori în microgali (μgal), introdusă în unitatea de masă, după relația: 1 cm/s² = 1 gal = 10³ mgal = 10⁶ μgal. Gravitația prezintă variații în spațiu și timp pe diverse scări (v. Secțiunea X, cap. 2. Prospekțiunea geofizică).

Variații în spațiu: scădere de la poli (983 gali) spre ecuator (978 gali), pentru fiecare latitudine calculându-se valoarea normală a gravitației; scădere din spre ocean spre continente (datorită deficitului de masă dată de granite); anomalii pozitive (prin contrast de densitate și exces de masă dată de corpuri perturbante) și negative (prin deficit de masă).

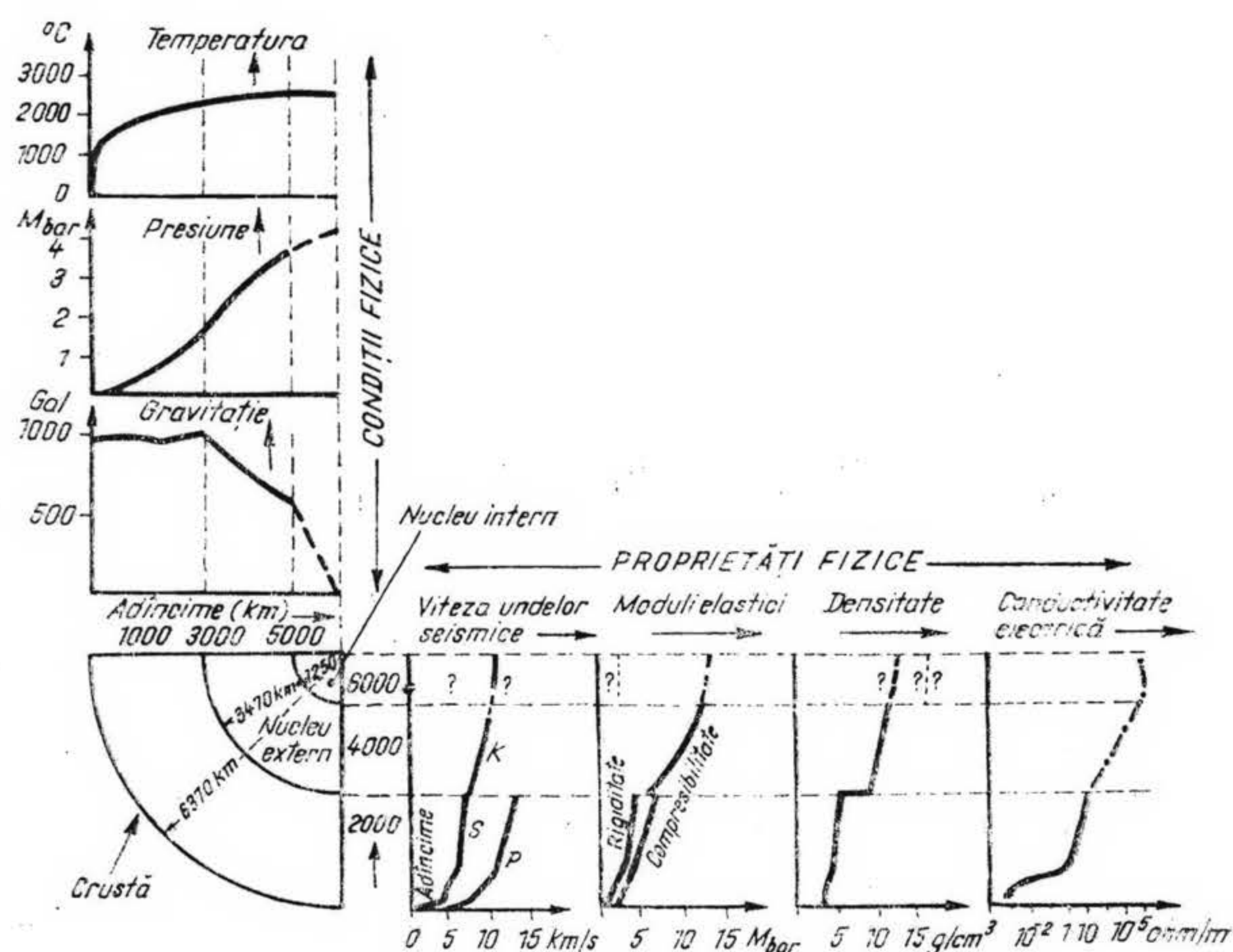


Fig. I.13. Distribuția sintetică, pe raza terestră, a principalelor proprietăți și condiții fizice din interiorul Pământului (după L. Constantinescu, sub tipar în Encyclopedia Italiana del Novecento).

regionale (mii de km²), sub-regionale (pe sute de km²) și locale (câțiva km²), cum sunt anomaliile pozitive date de zăcămintele de minereuri sau cele negative date de masivele de sare; microanomalii provocate de ex. de goluri miniere, fundații îngropate.

Pe verticală, gravitația scade de la sol în sus cu 0,3 mgal/m pentru înălțimi moderate și crește în interiorul scoarței și mantalei (fig. I. 13) pentru a scădea spre zero în centrul globului. În interiorul minelor, datorită golurilor, distribuția gravitației locale este foarte complicată, studiată și în România, la Găleanu — Tazlăul Sărat, Baia Mare (R. Botezatu et al.) etc.

Variații în timp: secular sînt produse de procese de subsidență sau ridicare, iar în timp scurt de marea terestre (15—20 cm) și oceanice (pînă la 12 m) ce aduc schimbări de câțiva μ gali.

4.3. ENERGIA CALORICĂ

Provine 99,5% de la soare și 0,5% din surse interne (radioactivitate, presiune gravitațională etc).

Căldura externă (flux mediu 1,9 cal/cm²·min) variază în spațiu, prin scădere spre poli (datorită oblicității razelor) și între oceane (încălzire lentă prin căldura specifică mare a apei) și continente (funcție de relief, vegetație, curenți de aer uneori absenți, cum sînt fronturile curbe ale carierelor). Variațiile în timp sînt diurne, sezoniere și multianuale (după ciclurile de 11 și 180 ani ale soarelui) sau milenare pe cite 20—50·10³ ani ce au dat glaciațiile din Pleistocen (în Europa centrală, fazele: Donau, Gunz, Mindel, Riss și Würm, cea mai nouă). Variațiile temperaturii se resimt în crustă pînă la „pătura neutră” (la 25 m adîncime în zona Europei centrale, cu temperatură constantă, egală cu cea medie anuală + 1—2°C). În România, ele nu mai dau îngheț în sol de la 1,2 m. Situații speciale au regiunile polare cu terenuri înghețate peren (permafrost) pînă la 100—300 m și pingos (umflări de sol prin îngheț), uneori moștenite din timpul glaciațiilor.

Căldura internă face ca temperatura să crească în medie cu 1°C la 33 m (treapta geotermică), adică 3°C/100 m (gradientul geotermic) pînă la adîncimea de aprox. 2000 m, după care temperatura tinde asimptotic spre 3000—5000°C în nucleu. Pierderea medie de căldură internă (fluxul geotermic = conductivitatea termică a rocilor multiplicată cu gradientul geotermic) este de 1,25 HFU (1HFU = 10⁻⁶ cal/cm²·s), față de care există anomalii pozitive (intense sînt „hot-spoturi”-le din zonele vulcanice) sau negative (de ex. pe fose oceanice). Pentru România, a se vedea tabelul I. 2.

Tabelul I.2

Date geotermice orientative asupra teritoriului României (mediere după S. Anton ș.a., 1975, Cr. Demetrescu 1976, 1979, Cr. Demetrescu ș.a., 1981)

Unitatea tectonică	Temperatura la 500 m adîncime, °C	Gradient geotermic, °C/100 m	Flux termic	
			mW/m ²	HFU 10 ⁻⁶ cal/cm ² ·s
Unitatea cristalină a Carpaților Orientali	14—16	1,5—2,2	40—50	1,0—1,1
Flișul Carp. Orientali	—	1,7—3,0	50—60	1,2—1,5
Depresiunea Getică	—	1,8—2,8	50—60	1,2—1,5
Avanfosa Carpatică	15—20	2,0—3,0	30—40	0,9—1,0
Lanțul vulcanic neogen	24—26	3,7—6,3	80	1,9
Depr. Transilvaniei	24—28	2,5—3,3	50—60	1,2—1,5
Depr. Pannonică	40—42	4,7—5,4	80—90	1,9—2,1
Marea Neagră	20—21	4,0—4,2	90—95	2,2

Studiul geotermic servește la stabilirea de resurse de energie noi (vapori, ape sau roci uscate fierbinți), la proiectarea corectă a aerajului minelor și tunelurilor și la calculul garniturilor de foraj și a noroiului pentru sondele ultra-adînci.

4.4. RADIOACTIVITATEA TERESTRĂ

Rezultă din dezintegrarea spontană a elementelor din seria uraniului ($6-7 \cdot 10^{-6}$ gU/g rocă), a actiniului (^{235}U) și a thoriului ($1-2 \cdot 10^{-6}$ gTh/g rocă), plus alte elemente (^{40}K , ^{87}Rb , ^{187}Re , ^3H , ^{14}C etc) ce servesc la:

— explicarea sursei de energie termică telurică (internă), (tabelul I.3)

Tabelul I.3

Conținutul mediu de elemente radioactive din rocile eruptive și energia calorică produsă (după G. Gorshkov și A. Iakușova 1977)

Tip de roci	Conținut de elemente radioactive, 10^{-6} g/g rocă				Căldura produsă, 10^{-13} cal/cm ² .s
	Ra	U	Th	^{40}K	
Acide	$1,3 \cdot 10^{-6}$	4,0	13,0	28 000	4,3
Bazice	$0,3 \cdot 10^{-6}$	1,1	4,0	14000	1,6
Ultrabazice	—	0,6	0,4	—	0,7

— stabilirea de vîrste radiogenice (prin valori absolute, adică exprimate în ani) cu metodele U—Pb, K—Ar, Rb—Sr (pentru vîrste geologice avansate), $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ (pentru 10^5 ani), ^{14}C (pentru 10^4 ani), ^3H sau tritiul (pentru sute de ani), după relația generală:

$$t = T \cdot \ln(1 + A/B) / 0,693$$

în care: t este timpul; T —timpul de înjumătățire pentru elementul radioactiv A , iar A și B sînt numărul de atomi de element radioactiv și produsul lui final stabil, sau A/B un raport de elemente dezintegrabile cu un anumit T .

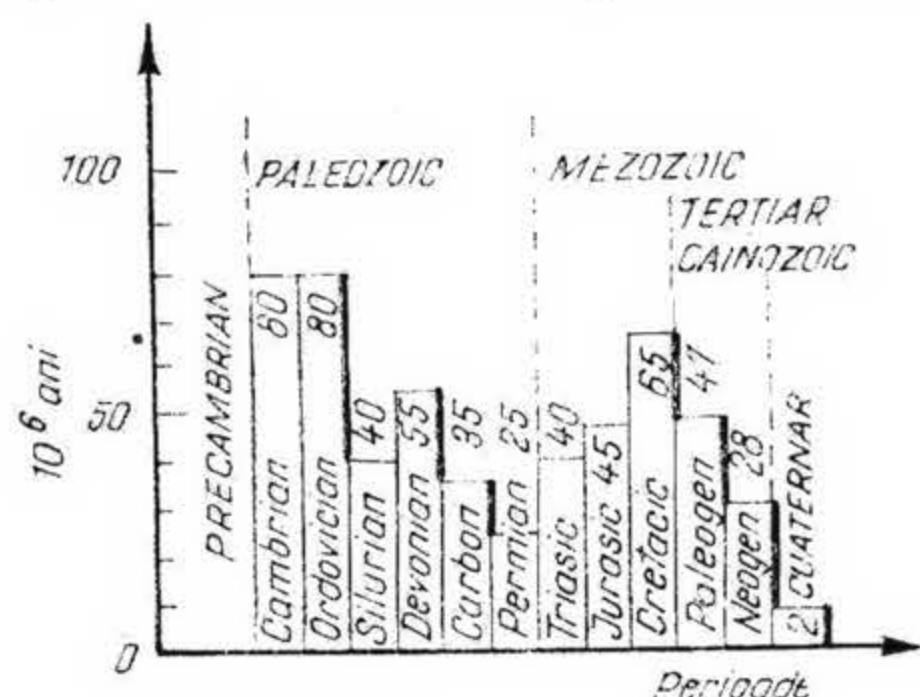


Fig. I.14. Durata comparativă (în milioane de ani) a perioadelor geologice din cadrul timpului fanerozoic (Paleozoic, Mezozoic, Căinozoic) (în V. Lăzărescu 1980, după diverși autori); datorită erorilor de $\pm 2-5 \cdot 10^6$ ani, apar mici diferențe în aceste durate, funcție de sursa de informare.

Pentru scara geocronologică absolută, a se vedea Secțiunea VI. Stratigrafie și paleogeografie, cap. 1 și fig. I. 14;

— prospectarea radiometrică a zăcămintelor de uraniu, sărurilor de potasiu, concentrărilor de minerale grele în nisipuri, ce dau anomalii pozitive (conturate prin hărți cu izorade) dacă se găsesc foarte aproape de suprafață, pentru a putea măsura razele gamma;

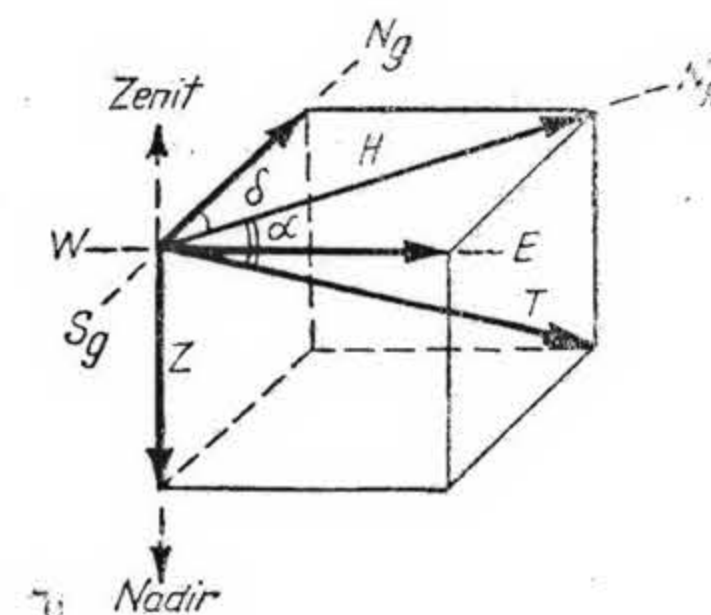
— carotajul radioactiv prin sonde, folosind curbe de radioactivitate naturală (gamma) unde argilele, tufurile vulcanice, sărurile de potasiu dau maxime, curbe de radioactivitate indusă (gamma-gamma) unde maxime dau rocile dense, și curbe neutronice unde minime accentuate dau zăcămintele de petrol (bogate în H și deci puțin sensibile la bombardamentul neutronic).

4.5. MAGNETISMUL ȘI PALEOMAGNETISMUL TERESTRU

Cîmpul geomagnetic are o cauză profundă (curenții de convecție din nucleu) ce dau componenta principală/stabilă/dipolară (fiind comparabilă cu un dipol) pe care se suprapun influențe variabile de origine solară (componenta nedipolară/tranzitorie). Media anuală a cîmpului geomagnetic constituie cîmpul normal, caracterizat în fiecare punct de pe fața globului prin intensitate, declinație și înclinație (fig. I. 15).

Intensitatea are o medie de 34 600 gamma ($1 \text{ gamma} = 10^{-5}$ Gauss) față de care se deosebesc — în spațiu — anomalii pozitive de câteva mii de gamma (date de zăcămintele de Fe, Cr, Ni, de platouri de bazalte etc.) și negative de zeci de gamma (de ex. la masivele de sare), iar în timp, variații diurne (importante pentru corecția măsurătorilor magnetometrice), anuale, seculare și neregulate (furtuni magnetice).

Fig. I.15. Elementele cîmpului magnetic terestru într-un anumit punct și orientarea lor față de punctele cardinale. Componenta orizontală (H), verticală (Z) și rezultanta (T) care reprezintă cîmpul total. γ — unghiul de declinație magnetică; α — unghiul de înclinație magnetică; N_g , E , S_g , W — punctele cardinale; N_m — nord magnetic, (în V. Lăzărescu 1980).



Declinația (fig. I. 15) este unghiul orizontal dintre direcțiile nord magnetic și geografic. Ea variază din cauza migrării polului magnetic și reclamă corectarea orientării măsurată cu busola. România are însă o declinație estică doar de $1-3^\circ$, ce nu necesită corecții la busolele geologice.

Înclinația este unghiul vertical dintre vectorul total al cîmpului și orizontala locului. Ea este nulă la ecuatorul magnetic, de aprox. 60° la 45° lat. nordică (de ex. în România) și tinde la 90° spre polul magnetic nord sau sud.

Paleomagnetismul este magnetismul remanent, păstrat în roci din momentul geologic cînd s-au format (ex. paleomagnetismul detritic la rocile clastice, și cel chimic la

rocile de alterare) sau cînd temperatura lor a coborît sub punctul Curie (la rocile magmatice și metamorfice), iar orientarea lui diferă de cea a cîmpului geomagnetic actual, atît ca direcție (datorită deplasării continentelor prin derivă) cît și ca sens (din cauza inversiunilor magnetice ale geomagnetismului trecut).

Începînd cu S. K. Runcorn (1953), paleomagnetismul este utilizat pentru studiul derivei continentelor și a vîrstei rocilor, magnetostratigrafia bazîndu-se pe spectrul inversiunilor magnetice (de ex. frecvente în Triasic, puține în Cretacic), deocamdată cunoscute în detaliu doar pentru ultimii $4 \cdot 10^6$ ani, cu stabilirea următoarelor epoci cu polaritate succesiv inversată și normală: Gilbert (epocă veche de $4-3 \cdot 10^6$ ani, inversată), Gauss (normală), Matuyama (inversată) și Brunhes (epocă normală începută acum 700 000 ani).

4.6. ELECTRICITATEA TERESTRĂ

Este dată de curenți telurici de zeci de milivolți, produși de cauze profunde (convecția din nucleu), electrofiltrația și electroosmoza apei prin terenuri permeabile, procese de oxidare-reducere la contactul dintre minerale primare și „pălăria de fer” sau alte cauze înstrăcrustale și prin introducerea de curenți (cazul curenților telurici clasici) din atmosfera înaltă provocați de ionizări cu origine solară.

Studiul acestor curenți (început de frații Schlumberger și dezvoltat de Sabba Ștefănescu, V.S. Dahnov etc.) servește la:

— *diagrafiile electrice* a forajelor prin urmărirea curbei de *self-potențial* (curenții naturali din roci, ce dau maxime pentru nisipuri, cărbuni piroși etc. și minime pentru argile, calcare compacte etc.) și a curbei de *rezistivitate electrică* a rocilor, influențată mai ales de fluidele interstițiale și sărurile dizolvate în ele, curbă pe care de ex. petrolul se reflectă prin maxime, iar apele de zăcămint, foarte sărate, prin minime spre zero;

— *prospecțiunea electrometrică* a zăcămintelor polimetale, a apelor subterane etc., pornind de la aceleași criterii ca cele folosite în diagrafiile electrice a sondelor.

5. GEODINAMICĂ INTERNĂ

5.1. VULCANISMUL

Vulcanismul este ansamblul fenomenelor legate de erupția lavelor și gazelor asociate, printr-un transfer de energie calorică și substanță spre suprafață, sub influența diferenței de densitate, a energiei de expansiune a gazelor sau a presiunilor statice și dinamice, folosind drept căi de acces zonele de minimă rezistență din litosferă (fracturi sau intersecțiile acestora). Se deosebesc astfel erupții centrale/punctuale, liniare și areale.

Un aparat vulcanic central clasic (fig. I.16) este format din: *con* (de cenușă, curgeri de lavă, piroclastite grosolane sau alternanțe), \pm conuri satelite/parazite, *crater* (uneori, umplut parțial de un lac), *barrancos* (șanțuri pe generatricea conului), *coș/neck* (umplut cu lavă sau breccie), *dike-uri* radiare (vulcanite în corpuri plate cvaziverticale din umplutura

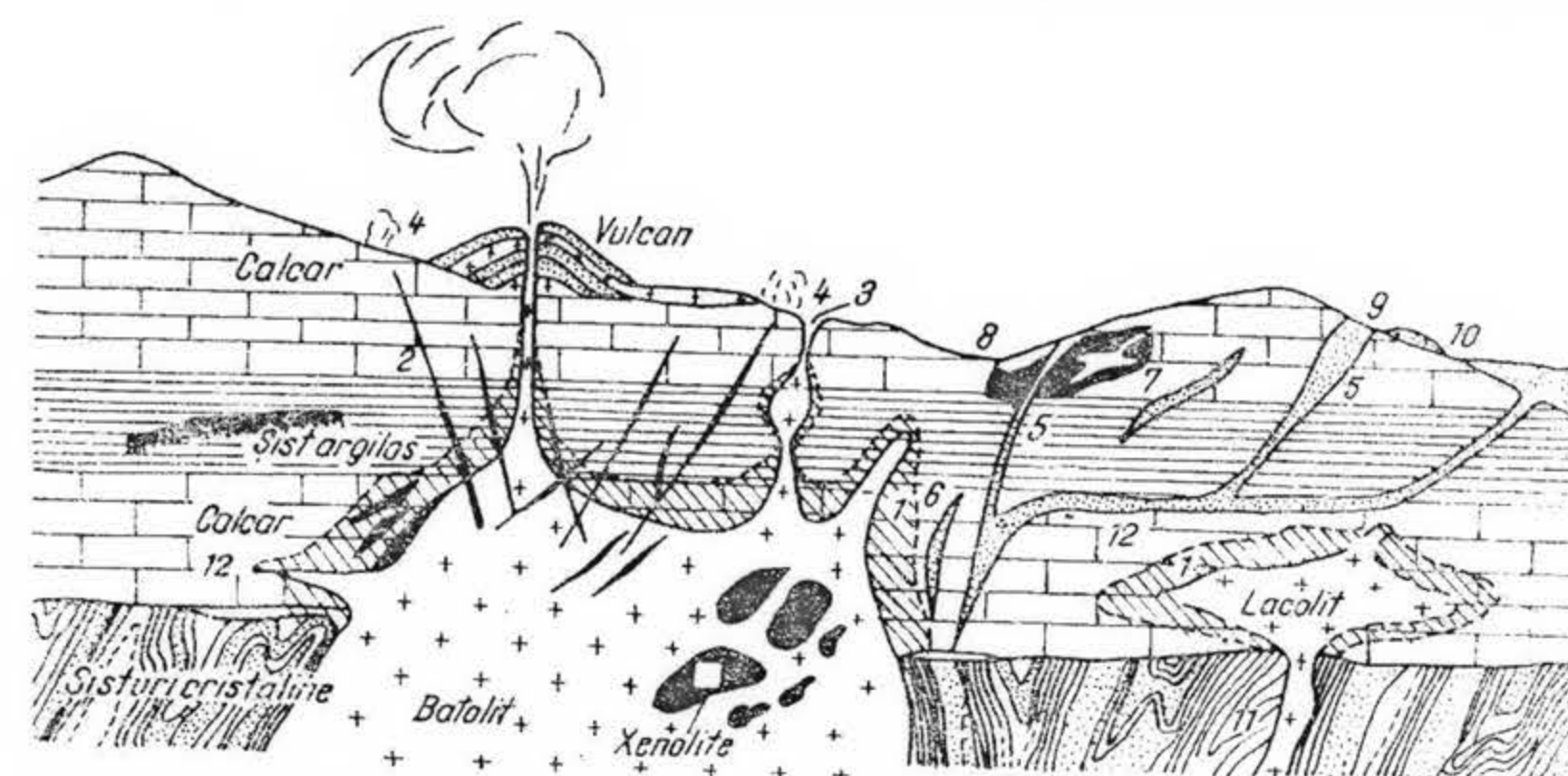


Fig. I.16. Raporturile genetice și structurale între corpurile plutonice, vulcanice și sedimentare (în Gr. Răileanu și S. Pauliuc, 1969, după A. Ritmann):

1 — aureolă de contact; 2 — filon pneumatolitic; 3 — efuziune (curgeri de lavă); 4 — manifestări gazoase; 5 — dike; 6 — apofize; 7 — zăcămint de contact metasomatic; 8-9 — pălării de fer; 10 — depuneri eluviale; 11 — stock; 12 — filon strat — sill.

unor fracturi ce pleacă din coș) și *vatra/cuptorul vulcanic* (sursa de topituri, plasată la 1—50 km adîncime), din interiorul litosferei. Prin distrugerea părții centrale a aparatului vulcanic rămîn *caldere* (de explozie, subsidență sau eroziune).

Se deosebesc *manifestări vulcanice*: *bazice* (liniștite, cu lave bazice, foarte fluide, ce dau curgeri) cum sînt cele *hawaiene* (cu conuri plate tip *scut* și *caldere* largi de subsidență), *stromboliene* (conuri simetrice cu pante mari), *submarine* (curgeri solidificate ca suprafețe cu forme rotunjite tip *pillow-lava* sau conuri submarine retezate tip *guyot* și, uneori, explozii date de vaporizarea apei și formarea de hialoclastite), deosebite de manifestările *acide* (explozive, cu lave viscoase) cum sînt cele *volcaniene* (generatoare de multă cenușă prin distrugerea unui *dop* de pe coș), tip *Bandai San* (foarte violente, cu formare de *caldere* de explozie), *peleean* (cu un *ac* vulcanic ce se turtește sub formă de dom, de la care pleacă *nori arzători* ce depun *ignimbrite*, adică tufuri sudate). O situație specială au manifestările tip *maar*, ce dau doar explozii de gaze, cu formarea unui coș cu breccii, uneori diamantifere în zonele adînci, nealterate („blue ground”), cu elemente de roci bazice (unele presupuse a fi aruncate din mantaua superioară).

Vulcanii dau: *produse solide* (piro/volcano-clastice) sub formă de blocuri, bombe, lapilli, nisip, cenușă; *produse lichide* sub formă de lave bazice (lavă cu blocuri sau tip Aa, scoriacee, aspră la suprafață) sau acide (lavă cordată, netedă, compactă, nedegazeificată, cu aspect de frînghie răsucită); *produse gazoase*, în ordinea: fumarole (uscate, cu vapori de NaCl, KCl și N, H, CH₄, CO; acide, cu vapori de HCl, H₂S, SO₂, H₂O; alcaline, cu NH₃, NH₄Cl, NH₄OH), solfatare cu vapori de SO₂, S, SO₃H₂, SO₄H₂, H₂O și mofete, mai reci (40°C), formate din CO₂ care, în amestec cu pinzele de apă subterană, pot da ape carbogazoase (borvizuri),

Fenomenele post-vulcanice întâlnite în zonele cu vulcanism în restrângere sau stins recent sînt: *geyserele* (îşniri periodice ordonate de apă fierbinte din care se precipită roci silicioase, numite geyserite, şi tuf/sinter calcaros); *soffioni* (îşniri continue de vapori de apă, din care, după condensare, se precipită săruri de bor); *izvoare puternic termale* ce precipită tufuri calcaroase, transformate ulterior în travertin (cu observaţia că nu toate izvoarele fierbinţi sînt post-vulcanice); *mofete* (uscate sau sub formă de ape carbogazoase).

Distribuţia vulcanismului. Geografic, majoritatea vulcanilor sînt dispuşi pe marginea continentelor (pe Cercul de foc din jurul Pacificului şi pe largul Catenei Alpino-Himalaiane), iar în oceane, pe lungul coamelor medio-oceanice şi al pragurilor. Geologic, conform teoriei plăcilor, vulcanii apar pe lungul zonelor de expansiune (coame medio-oceanice şi grabene pe continente), pe aliniamentele de subducţie (în zona arcurilor insulare) sau paleosubducţie (în spatele catenelor orogenice) şi deasupra hot-spoturilor marcînd ridicări de material astenolitic fierbinte peste care s-a deplasat o placă oceanică sau continentală, (D. P. Rădulescu, 1976). În România, vulcanismul post-paleozoic s-a manifestat în Triasic, Jurasic mediu — Cretacic timpuriu, Cenomanian, finele Cretacicului şi Neogen (v. Secţiunea III. Roci şi procese petrogenetice, cap. 1.2.7).

5.2. MAGMATISMUL

Magmatismul este ansamblul proceselor care au generat rocile intruzive ale corpurilor plutonice din crusta terestră. Magma (în greaca veche = aluat) este deci un concept teoretic, necesar pentru a explica, în stil actualist (prin asemănare cu consolidarea lavelor), naşterea rocilor holocristaline cum sînt granitele, granodioritele, dioritele, gabourile. Sensul concret dat magmei variază după interpretare, de la lichid (topitură de silicaţi cu gaze dizolvate ± cristale de minerale cu temperatură ridicată de solidificare) pînă la o materie plastică sau mobilă, indiferent de stare. Majoritatea cercetătorilor consideră astăzi că magmele nu sînt primordiale ci provin din materii cvasisolide subcrustale sau astenosferice, mobilizate prin scădere de presiune, frecare pe suprafeţele de subducţie, concentrare de elemente radioactive etc. Prin consolidarea lor (în cîteva milioane de ani pentru corpurile mari) în crustă, au luat naştere plutoni concordanţi (laccolite, silluri, phacolite, loppolite) sau discordanţi (dike-uri, stock-uri şi — mai ales — batolite) faţă de structura rocilor înconjurătoare (fig. I.16).

Pentru explicarea mecanismului de punere în loc a plutonilor s-au emis mai multe ipoteze din care cităm: *injecţia forţată* (pătrunderea sub presiune a unor topituri în scoarţa terestră; idee introdusă de H. Cloos şi susţinută prin prezenţa de laccolite şi silluri); *digerarea magmatică* (autor R. A. Daly, care susţine avansarea pasivă a topiturilor ce asimilează rocile din acoperiş, pe baza xenolitelor, adică a corpurilor străine găsite în unele granite); *granitizarea* (ipoteza lui F. F. Grout, după care plutonitele nu provin din magmă, ci din ultrametamorfizarea unor roci preexistente, pînă la omogenizarea texturii rocilor holocristaline); *amplasarea permisivă* (după E. B. Mayo, prin pătrunderea pasivă a magmelor în spaţii deschise prin tensiune de origine tectonică). În această problemă, încă nerezolvată, este posibil ca plutonitele — mai ales granitele — să ia naştere pe căi diferite în condiţii structurale diferite (ex. prin granitizare în zonele geosinclinale, prin digerare sub platforme, prin injecţie forţată în spaţiile orogenelor).

Ca adîncime de sursă a magmelor (fig. I.17) se consideră astăzi că cele granitice sînt intracrustale, magmele intermediare/andezitice provin din zonele de asimilare a plăcilor oceanice (soclu bazic plus sedimente) subduse, de la adîncimi proporţional mai mari, cu creşterea raportului K_2O/SiO_2 dar sub 350 km, iar magmele bazice sînt apreciate

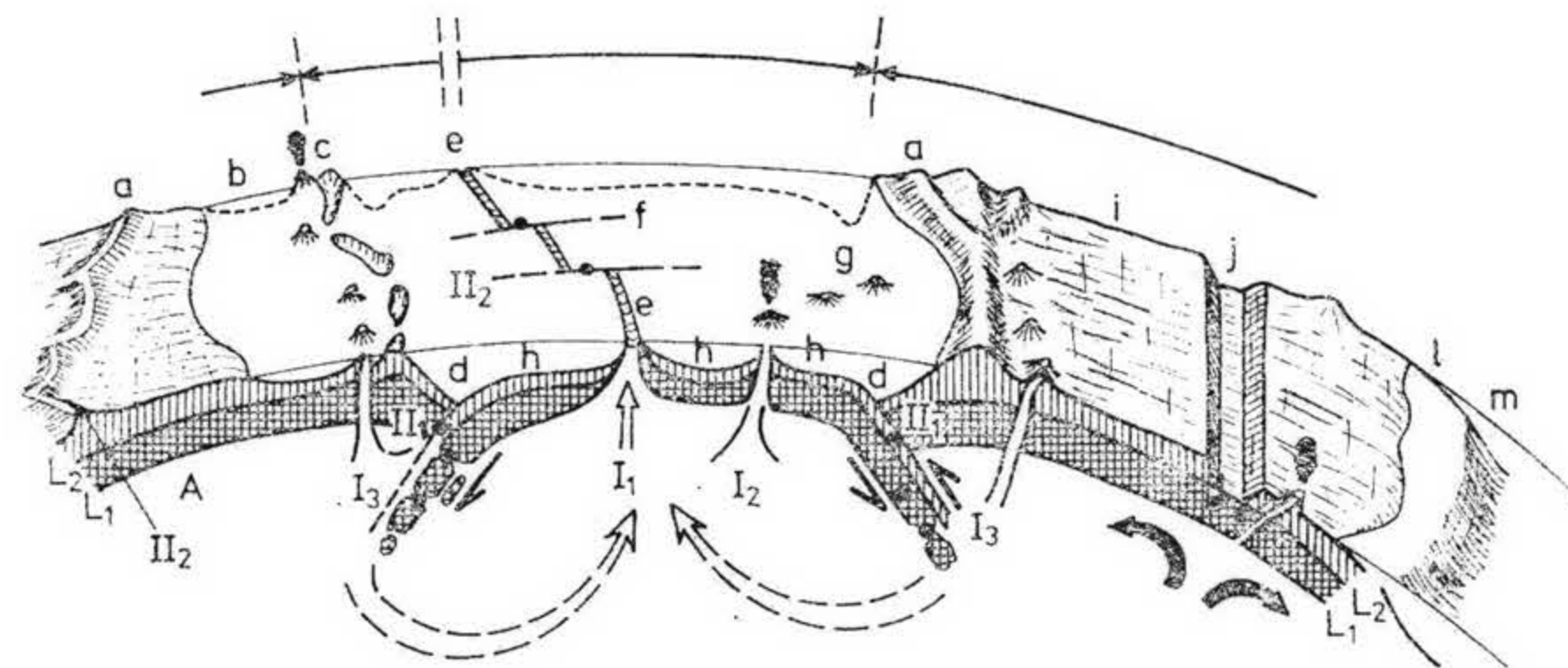


Fig. I.17 Secţiune globală cu elemente structurale ale plăcilor tectonice şi procesele geodinamice din litosferă (L) (L_1 = crusta = litosfera superioară) şi astenosfera (A) terestră:

a — lanţuri de munţi în „ghirlandă” (arcuri orogenice şi joncţiunile lor); b — bazine retroarc (mări periferice oceanelor); c — arcuri insulare vulcanizate; d — fose oceanice; e — coame medio-oceanice cu rifturi axiale (zone magmatism bazic oceanic şi de acreţiune); f — falii de transformare (zone de „culisare” între plăci); g — lanţuri de munţi vulcanici oceanici; h — bazine oceanice; i — platforme continentale; j — zone de grabene (rifturi) cu tendinţe de desmembrare a continentelor şi vulcanism; k — şelful (mări epicontinentale); l — panta continentală, ca zone tipice de „margini continentale”; m — panta continentală, ca zone tipice de „margini continentale”. I — generări de magmă (1 — din curenţi ascendenţi ai celulelor de convecţie termică; 2 — din conducte astenosferice cilindroide; 3 — din topirea frunţii plăcilor subduse). II — procese metamorfice (1 — dinamotermice; 2 — dinamice). Săgeţi negre — limitele şi direcţiile de deplasare ale plăcilor litosferice. Cercuri negre — zone de generare a cutremurelor.

ca subcrustale şi canalizate pe zone de distensiune sau ca rezidualite, sărăcite în SiO_2 , ale unor alte cuptoare magmatice.

5.3. METAMORFISMUL

Metamorfismul constituie ansamblul proceselor de transformare (schimbări de structură şi textură) a rocilor, prin recrystalizare (cristaloblasteză), sub influenţa temperaturii, presiunii şi, eventual, a unor agenţi mineralizatori, din interiorul crustei terestre, la adîncimi de minimum cîteva kilometri. Se deosebesc două tipuri de metamorfism: *local* (de contact), produs sub influenţa unui corp magmatic, şi *regional* (dinamotermic/geosinclinal); (v. Secţiunea III. Roci şi procese petrogenetice, cap. Roci metamorfice).

5.4. DIASTROFISMUL

Mișcările tectonice sînt deplasări extrem de lente sau cu viteză mediată foarte redusă (mm—cm/an), într-un interval geologic, ale unor mase regionale, sub influența unor cauze profunde, și care duc la schimbarea structurii litosferei. Caracterile lor generale sînt:

— **Permanența.** Mișcările tectonice sînt continue în timp, dar pe fondul unei activități slabe, pe timp lung, se suprapun faze mai scurte (sute de mii de ani) de diastrofism intens prin cutări etc.

— **Polaritatea în spațiu și timp,** examinată într-un spectru de frecvență sau amplitudine, arată că mișcările tectonice sînt diferențiate ca sens (de ex. unele regiuni sînt supuse la compresiuni și ridicări, în timp ce altele sînt tensionate și coborîte).

— **Ubicuitatea,** adică proprietatea de a se produce oriunde, chiar în regiunile foarte vechi (scuturile arhaice) sau considerate anterior inerte tectonic (regiunile oceanice).



Fig. I.18. Schița tectonică a Terrei cu indicarea plăcilor majore (sintetizat de V. Lăzărescu 1980, după R. A. Scrutton 1976; D. M. McKenzic și Fr. Richter 1976 etc):

a — linii de acrețiune pe coame medio-oceanice; b — zone de subducție — consum cu indicare a vitezelor, în cm/an; c — limite prezumtive de plăci; d — regiuni continentale pre-tertiare; e — centuri orogenice alpine terțiare; f — microcontinente pe oceane; P.A. — Placa Arabă; P.Cr. — Placa Mării Caraibilor.

Cauzele principale ale diastrofismului sînt curenții de convecție termică din astenosferă, divergenți sau convergenți, ce dau mișcări orizontale/tangențiale/structogenice

(generatoare de sisteme cutate, prin compresiune, și de asociații de falii, grabene/rifturi, prin tensiune) sau ridicări diapire ale astenosferei ce dau bombamente verticale (centre de diastrofism) pe fondul cărora, crusta prezintă alunecări gravitaționale divergente ce generează cute și încălecări. Teoria expansiunii fundului oceanic și a plăcilor (H. H. Hess, B. C. Heezen, R. S. Dietz 1962; J. T. Wilson 1965; D. P. McKenzie 1967; M. J. Morgan, X. le Pichon 1968 etc.) pleacă de la prezența de coame midoceanice cu vulcani și roci tinere, față de care simetric se găsesc în ocean roci treptat mai vechi (dar în limitele Mezozoicului) și anomalii magnetice, precum și de la existența de fosse pe periferia oceanelor, de sub care focarele cutremurelor sînt treptat mai adînci (plane Benioff) spre munți sau arcuri insulare. Se consideră astfel, că oceanele au o litosferă ce se naște sub coamele mediane prin consolidarea de magme aduse de curenți ascendenți și apoi se dezvoltă ca un *covor rulant* pînă în dreptul foselor, unde litosfera oceanică intră, prin subducție, sub litosfera continentală. Pe măsura coborîrii, placa oceanică este asimilată/digerată în astenosferă, adică se consumă pentru a închide circuitul termic. Oceanele ce nu au 7 000 km lățime (ex. Atlanticul) nu au încă fosse și împing lateral continentele. Prin deriva/driftul lor, diverse continente pot intra în coliziune și, prin comprimarea sedimentelor marine de pe marginile lor generează catene de munți (orogene). Munții tineri sînt treptat erodați, iar structurile lor se alipesc platformelor care cresc în suprafață, ca o placă unitară. Deci, cele mai mari unități structurale ale globului sînt plăcile litosferice (fig. I.18) între care pot apare și fragmente mai mici (subplăci/microplăci). Astfel, în România se întâlnește contactul dintre placa majoră eurasiatică și subplaca intraalpină panonică-transilvană, subplaca moesică și, eventual, marginea vestică a subplăcii M. Negre (fig. I.19). Față de concepțiile driftiste, unii geologi continuă să considere evoluția geosinclinalelor spre orogene în stilul clasic al transformărilor sintetizate în fig. I.20.

Mișcările neotectonice (de vîrstă cuaternară, în România) și cele recente (actuale) sînt ultimele mișcări diastrofice ce își păstrează încă efectele asupra reliefului. Ele sînt studiate prin trei metode: geomorfologică (folosind variația înălțimii teraselor fluviale sau marine), istorică (prin urmărirea migrării liniei de țărm a mării, după date istorice) și geodezică (utilizînd nivelmente geodezice repetate, pentru mișcările verticale, și stabilind deformările triangulațiilor pentru cele verticale). Asemenea date sînt unul din criteriile de apreciere a riscului seismic și o metodă pentru stabilirea caracterelor mișcărilor tectonice vechi.

5.5. CUTREMURELE DE PĂMÎNT

Seisme sînt solicitări elastice de scurtă durată (pînă la 1 minut) ale crustei terestre, prin unde ce se propagă cu viteză mare (peste 1 km/s) și perioade de 0,5—1 s, și care se nasc din cauze tectonice (fracturări intracrustale; frecare pe p-anele Benioff și ruperi ale plăcilor subduse pentru cutremurele adînci) și secundar prin vulcanism exploziv, prăbușiri de goluri carstice, căderi de meteoriți (cauză mai frecventă în timpul Arhaic), prăbușiri de stînci etc.

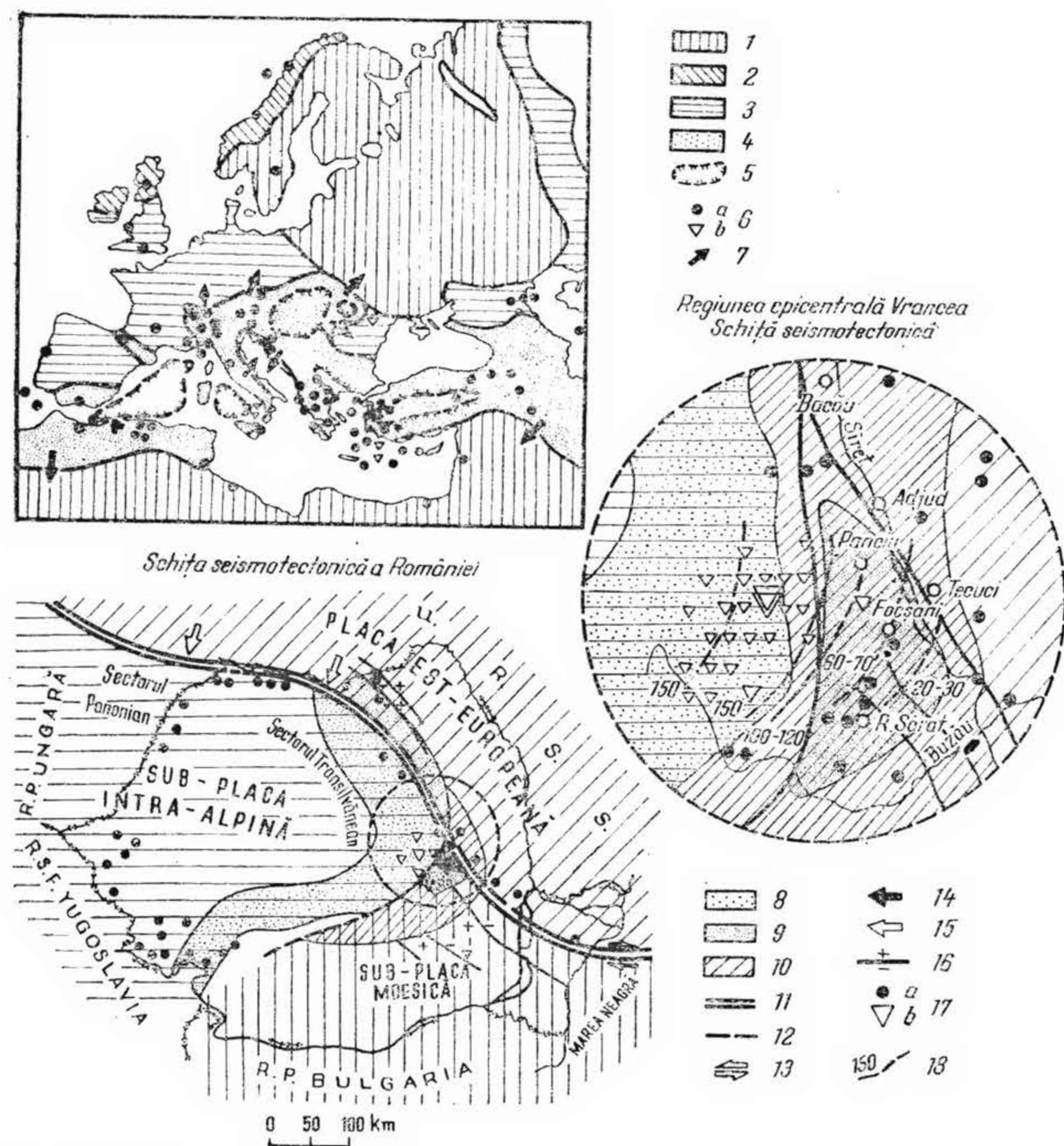


Fig. I.19. Cadrul seismotectonic al României în Europa, cu detalierea zonei epicentrale Vrancea. Schița seismotectonică a Europei (după I. Cornea și V. Lăzărescu 1979-1981):

1 - Platforma Est-europeană; 2 - Orogenul Caledonian; 3 - Orogenul Varisc/Hercinic; 4 - Orogenul Alpin; 5 - Depresiuni mediane și intermuntoase alpine; 6 - epicentre de seisme normale (a) și subcrustale (b); 7 - vergența structurilor alpine. Schița seismotectonică a României și a Vrancei (după L. Constantinescu, et al. 1976): 8 - Orogenul Carpatic; 9 - Depresiunea Focșani - Odobești; 10 - marginea sectorului est-european al Plăcii eurasiatice; 11 - contact placă-subplacă; 12 - contact subplacă-subplacă; 13 - mișcare transcurentă (de decroșare); 14 - subducție activă; 15 - subducție fosilă (paleosubducție); 16 - fracturi cu denivelări; 17 - epicentre de seisme normale (a) și subcrustale (b); 18 - linii de egală adâncime a hipocentrelor (în km).

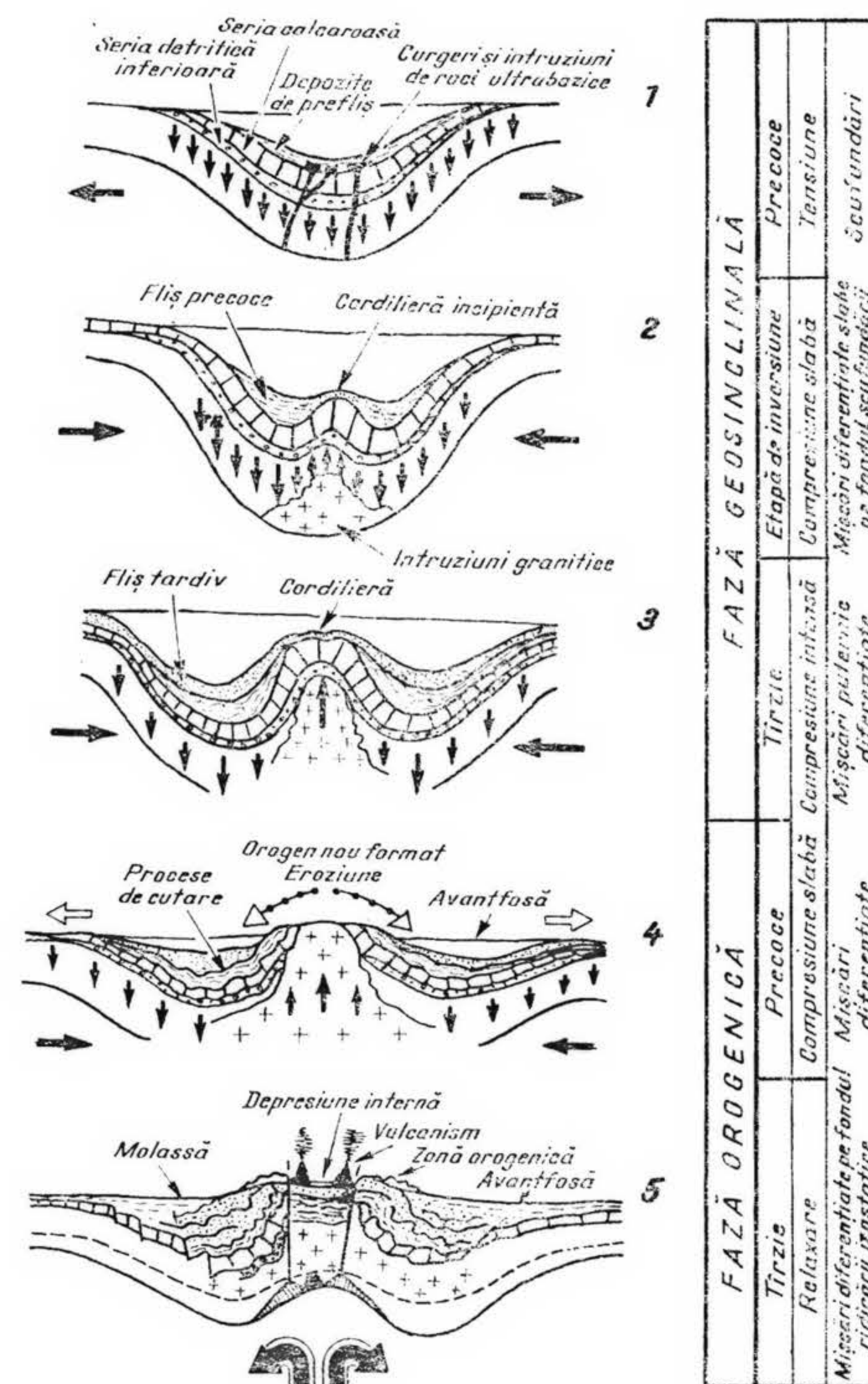


Fig. I.20 Reprezentarea schematică — în concepțiile nedriftiste (fără derivă) de până în 1968 — a etapelor de evoluție a unui geosinclinal (1-3), provenit din regenerarea unei margini de platformă, într-un orogen (4-5) (după V. Lăzărescu, 1980).

Elementele unui cutremur (fig. I.21) sînt: *focarul/hipocentrul* (locul de generare), *epicentrul* (punctul de suprafață deasupra focarului), *undele: prime* (P = longitudinale, cu viteze de 4–7 km/s în crustă), *secunde* (S = transversale, cu viteze de 2–4 km/s în scoarță) și *superficiale* (L, Q , cu viteze de ordinul 1 km/s); *energia* (10^{16} – 10^{27} ergi), funcție de care — după metoda Richter — se calculează *magnitudinea* (1–8, 7); *intensitatea* (I–XII după scările MCS sau Mercalli-Cancani-Sieberg și MSK sau Medve-

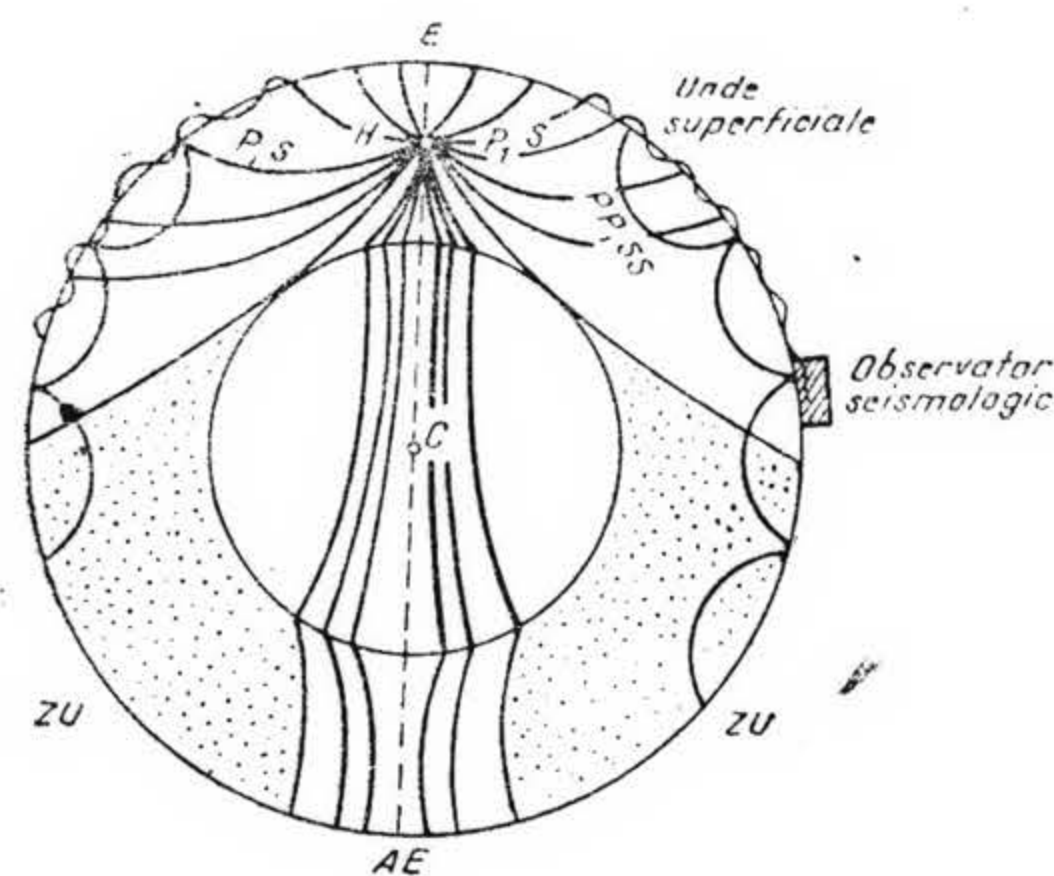


Fig. I.21. Traseul undelor seismice în interiorul Globului:

E — epicentru; H — hipocentru/focar; P — unde prime directe; S — unde secunde directe; AE — antiepicentru; PP, SS — unde reflectate o dată; ZU — zona de umbră seismică a nucleului; C — centrul geometric al Pământului.

dev, Spornhorn, Karnik, stabilită pentru fiecare punct după efectele asupra clădirilor, terenului și stării psihice a oamenilor); *acelerația introdusă în clădiri* (de ex. 1–2 m/s² la intensitate VIII); *durata și caracterele fazelor premonitoare/precursoare*, principală și de stingere; *caracterul monoșoc sau multișoc al seismului* etc. Exemplu, cutre-

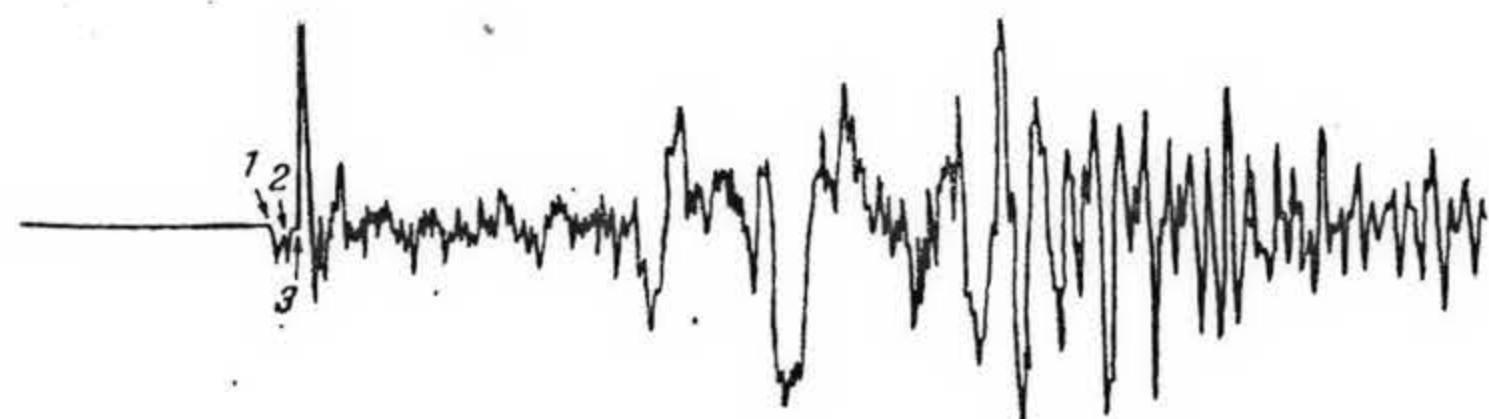


Fig. I.22. Seismograma evenimentului din 4.III.1977, cu marcarea primelor trei (1, 2, 3) șocuri succesive în cadrul fazei premonitoare (cu unde P) și faza principală (cu unde S) (după G. Müller et al. 1978).

murul principal din 4.03.1977 a avut adâncime 79–109 km, $M = 7,2$ și energie aprox. $4 \cdot 10^{22}$ erg, caracter multișoc (patru șocuri, ca zvicniri ale aceluiași proces de rupere în 9 s; fig. I.22), accelerație maximă în București de 0,2 g (pe direcție nord-sud), durată 58 s, și a provenit din regiunea Vrancea (coord. epicentru 45,77° lat. N, 26,76° long. E, cu tendința epicentrelor șocurilor să migreze spre SV).

Distribuția cutremurelor. Centurile active seismice corespund cu limitele dintre plăci, în particular cu conturul plăcii Pacifice și cu catena Alpino-himalaiană dintre placa Eurasiatică, la nord, și plăcile Africană, Arabă și a Indiei, la sud.

În România, regiunea seismică cea mai importantă, cu cutremure subcrustale de energie mare, resimțite pe arealuri întinse, este zona Vrancea (fig. I.23). În afara

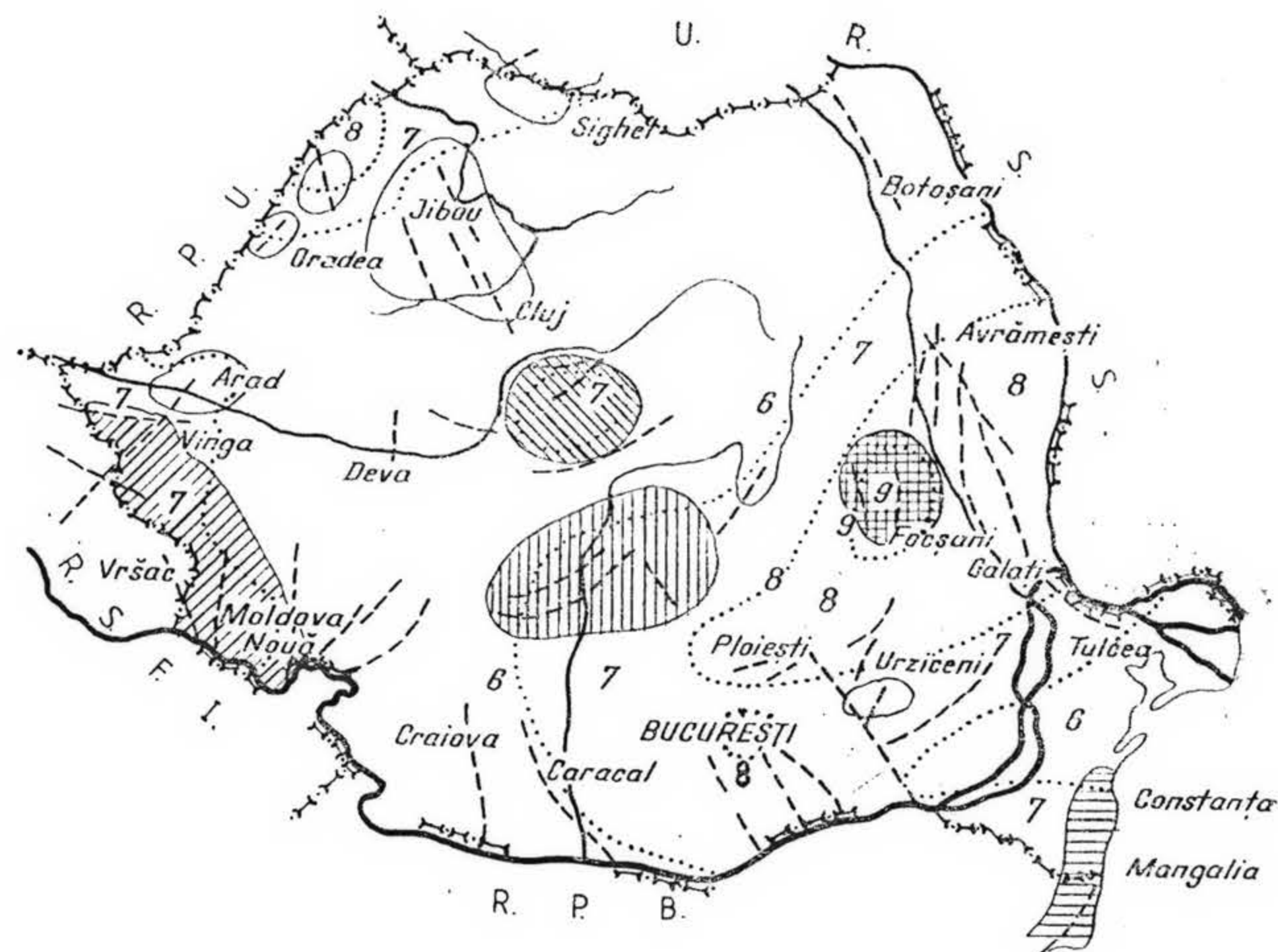


Fig. I.23. Schema distribuției cutremurelor în România (simplificare de V. Lăzărescu 1980, după I. Atanasiu 1961, L. Constantinescu et al. 1974–1975, C. Radu 1981, I. Cornea și V. Lăzărescu 1980, 1981):

cutremure vrâncene (hașuri în carouri), făgărășene (hașuri verticale), pontice (hașuri orizontale), danubiene și banatice (hașuri NE), din reg. Tirnavelor (hașuri NV); alte zone epicentrale (încercuite cu linii continue); culminații seismice și surse de cutremure locale slabă (linii întrerupte); dispoziția generală a izoseistelor (linii punctate) pentru diverse intensități.

ei, apar cutremure intracrustale/normale de joasă energie, legate direct de fracturi, denumite după regiune: pontice (pe malul M. Negre de la Mangalia spre sud), făgărășene (asociate faliilor dintre Mas. Făgăraș și Depr. Transilvaniei, la nord, sau Depr. Loviștei, la sud), banatice și danubiene (pe faliile curburii dintre Carpații Meridionali și Balcani și a limitei cu Depr. Pannonică, spre vest), din Crișana și Maramureș (de-a lungul faliilor marginale Depr. Pannonice și de la nord de Mas. Rodna), din zona Jibou

și a Tirnavelor (legate de fracturi adinci ale Depr. Transilvaniei, depistate de seismometrie). Există, de asemenea, linii de culminație seismică (ex. reg. Craiova) care resimt mai intens seismele venite din Vrancea, prin joc pe intersecții de falii adinci. Datorită influenței pe care o au formațiunile superficiale, panta terenului, adîncimea apei subterane etc. asupra intensității locale a cutremurelor mari, în centrele civile și industriale importante din apropierea reg. Vrancea (de ex. la București, Galați etc.) s-au făcut microzonări seismice, pentru delimitarea zonelor periculoase. În restul țării, măsurile antisismice se iau funcție de zonarea cu *izoseiste* (linii de egală intensitate), făcută cu ocazia cutremurelor din 10.11.1940 și 4.03.1977, și anume începînd cu izoseista VI.

6. GEODINAMICA EXTERNĂ

6.1. ACȚIUNEA GEOLOGICĂ A ATMOSFEREI

Atmosfera determină fenomene geologice prin pătura ei inferioară, troposfera (8–16 km grosime), în particular prin baza acesteia, zona perturbațiilor (2 000–3 000 m), constituită din aer (78% N, 21% O₂, 0,04% CO₂ etc.), vapori de apă și particule solide

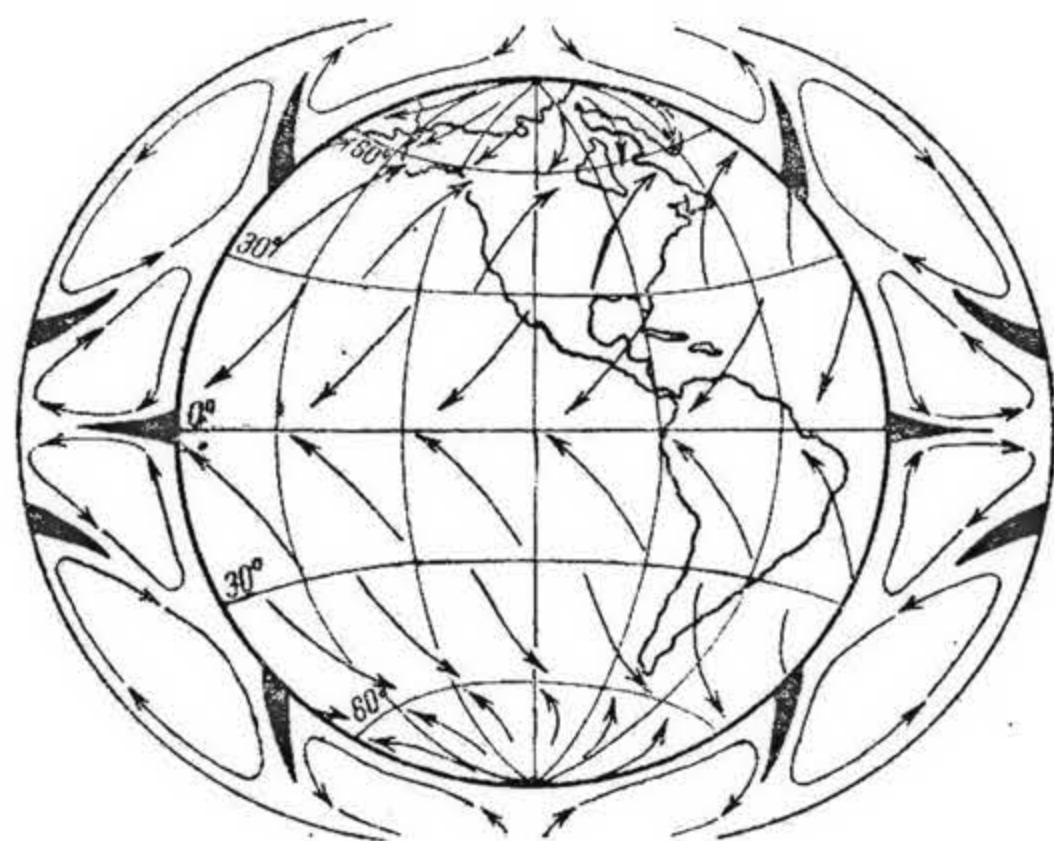


Fig. I.24. Distribuția spațială la scară terestră a vînturilor regulate din troposferă (după datele Acad. Șt. din S.U.A.).

(anorganice și organice) în suspensie și afectată de mișcări verticale și orizontale sub influența rotației Pămîntului și a diferențelor de temperatură, respectiv de presiune (de la anticicloni, reci și denși, spre cicloni), (fig. I.24).

Eroziunea eoliană (coraziunea) se produce prin bombardamentul cu particule solide (nisip, praf) al aerului, ca un sublaț natural, mai activ pe zonele joase, și determină crearea pietrelor cu fațete (dreikantere), a jardangurilor (șanțuri neregulate în pustiurile argiloase), rotunjirea, polizarea și granulara fină a nisipurilor eoliene, precum și *ciupituri de impact* pe fețele granulelor.

Transportul eolian se face prin suspensie (material grosolan în timpul trombelor și nisip prin furtuni; praf, polen, cenușă vulcanică în mod uzual) pînă în regiuni perideșertice, prin saltăție și reptăție/tirire a nisipului acumulat temporar în dune călătoare cu profil asimetric. Pentru fixarea dunelor periculoase se fac plantări de salcîm, eucalipt sau se folosesc lianți artificiali (geluri).

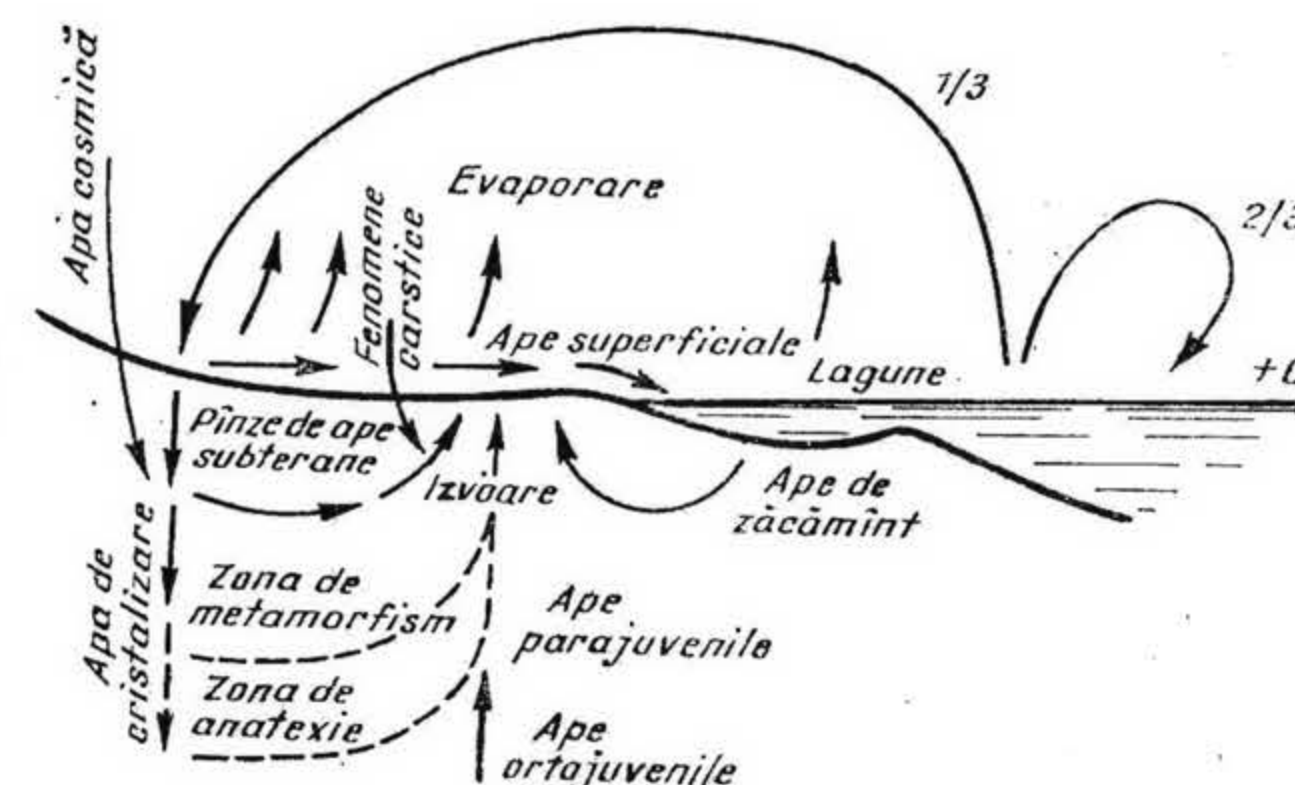
Sedimentația eoliană generează — în zonele deșertice — *nisip fin*, cu granule foarte bine rotunjite și lustruite sau matisate și stratificație încrucișată tipică. În regiuni perideșertice (stepe, pampas, savane, prerii) sau periglaciare (din spulberarea argilelor de morene) se depune praful transformat apoi în *loess*. Uneori, vîntul reia nisipuri fluviatile sau marine prelucrîndu-le eolian, în *dune*. În apă, curenții de aer depun cenușile vulcanilor, care sînt diagenizate apoi în *tufuri vulcanice*.

În România, apar nisipuri eoliene pe plaje marine (Mamaia-Năvodari) și pe albiile fluviatile (zona Siretului de jos la Hanu lui Conachi; pe grindurile deltei Dunării; în zona Calafat și zona Oradea-Carei).

6.2. ACȚIUNEA GEOLOGICĂ A HIDROSFEREI

Din apa precipitată pe uscat (fig. I.25), o parte se *reevaporă* (funcție de vegetație și temperatură), alta se *scurge* (mai ales pe terenuri înclinate și impermeabile, cu precipitații în averse), și a treia se *infiltrează* (pe terenuri orizontale permeabile, cu-

Fig. I.25. Circuitul apei în natură (după V. Lăzărescu 1980).



precipitații distribuite în timp). Aceste criterii — plus înălțimea locului deasupra talvegului unei văi — se aplică și pentru stabilirea riscului la inundații a unei zone.

Apele scurse formează rețeaua hidrografică și revin în mare sau se varsă în lacuri. Apa infiltrată dă *plânzele subterane* (ce revin în circuitul de suprafață prin izvoare) și *apa de cristalizare* a mineralelor. Aceasta din urmă se eliberează prin metamorfism și, împreună cu apa juvenilă (vulcanică), se ridică spre suprafață prin izvoare termale. În circuitul apei din natură (fig. I.26), o deplasare specială, retrogradă, au apele de zăcămint ale petrolului.

Torenți (fig. I.26). Eroziunea lor este energetică, discontinuă în timp și duce la extinderea bazinului de alimentare în susul pantei și la adâncirea canalului de scurgere

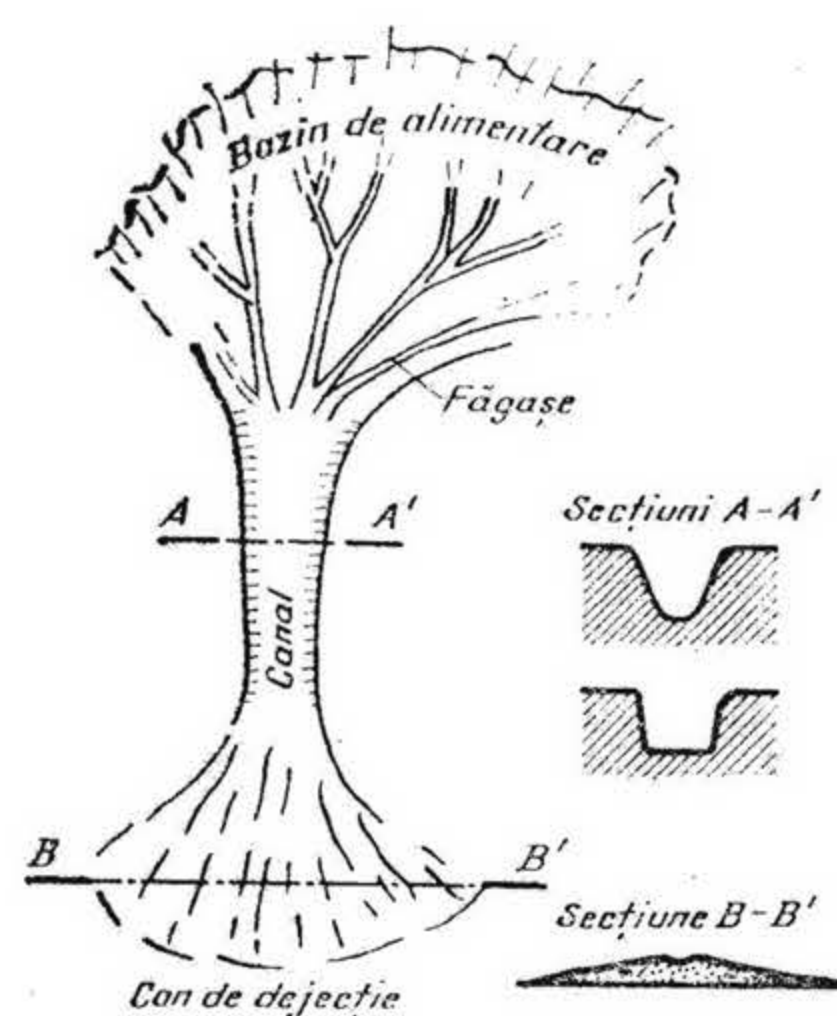


Fig. I.26. Elementele unui torent, examinate în plan orizontal și în secțiuni verticale (după V. Lăzărescu 1980).

(rectiliniu, după linia de cea mai mare pantă). Transportul este scurt, discontinuu, brutal, prin saltăție, fără o bună rotunjire a elementelor ce pot fi însă sparte. Depozitele torențiale (proluviale) constituie *conul de dejecție*, uneori îmbucăt/amboatat în fața altora mai vechi, alături asociat lateral cu alte conuri, formind un *agestru* (perdea proluvială de piemont).

Rîuri și fluvii. Eroziunea lor, activă pe cursul superior și scăzută pe cel mediu, are trei componente: verticală (după debitul și viteza apei, rezistența mecanică și la dizolvare a rocilor, putînd da *văi în V*, *chei*, *defilee*, *canioane*), laterală (funcție de accelerația Coriolis, înclinarea strazelor și rezistența rocilor, putînd da *văi cu profil asimetric* cum sînt văile subsecvente de pe lungul creștelor structurilor monoclinale), regresivă (ce dă *captări naturale*, marcate de schimbări bruște ale cursurilor și *văi seci* pe prelungirea apelor captate). Transportul fluviatil duce la rularea bolovănișului și pietrișului prin rotunjirea și scăderea dimensiunilor elementelor (fig. I.27) pînă la nisip (debitul solid) și la dizolvarea componentelor solubile (debitul chimic). *Sedimentația fluviatilă* (v. tabelul I.4) se face în cursul inferior și, mai ales, în delte (născute în mări fără flux-reflux important, pe zone subsidente) sub forma unor *nisipuri*, *silturi* sau *pelite* cu stratificație încrucișată tipică (deltaică), dezvoltare lentiliformă, granule slab rotunjite, faună de apă dulce și care pot include depozite de cărbuni alohtoni și corderoane (engl. shoe-string) de nisipuri marine litorale (înghițite de dezvoltarea deltelor), nisipuri ce pot constitui capcane litologice pentru petrol.

Lacuri. Ele au acțiune specifică, funcție de origina: *tectonică* (mari, persistente în timp, alungite pe grabene și izometrice pe centrul sineclizelor, cu multe delte periferice și sedimente gradate granulometric de la țărm spre larg, care pot conține faună relictă),

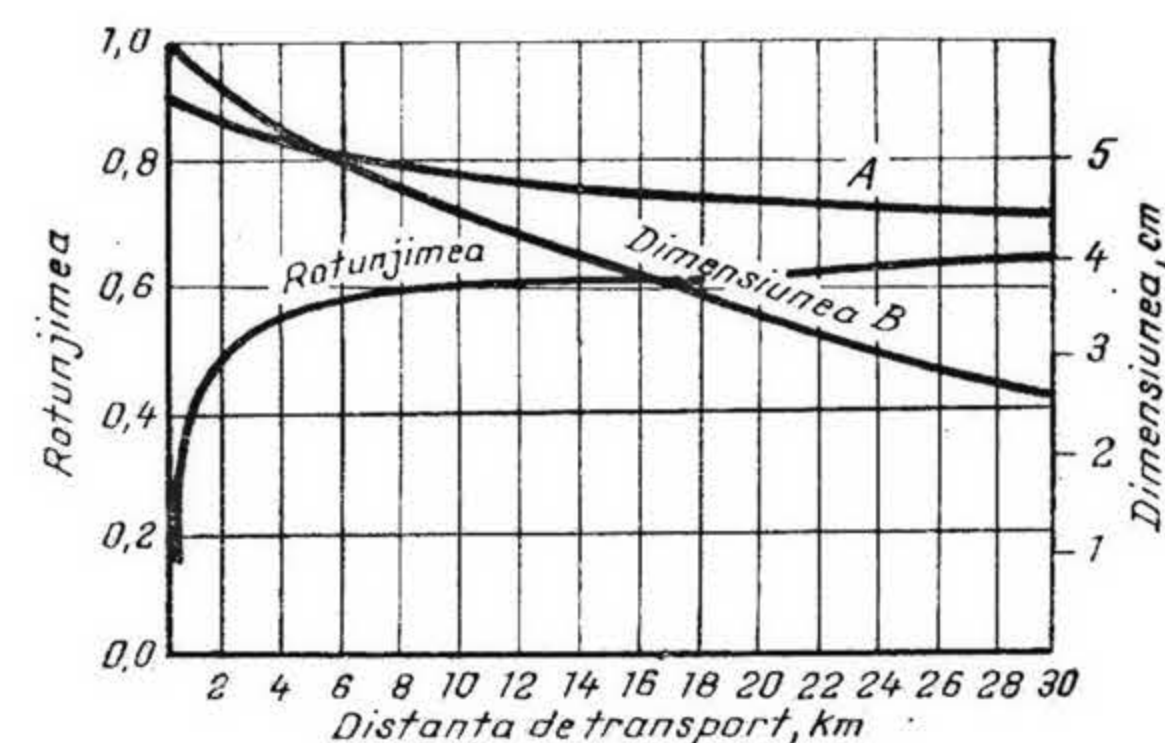


Fig. I.27 Variația dimensiunilor pietrișului a două tipuri de roci (A și B) și tendința lor generală de creștere a rotunjimii în raport cu distanța de transport, prin rularea lor în mori cu bile (în V. Lăzărescu 1980, după F. J. Pettijohn 1957).

glaciară (cu argile cu varve ca cicluri anuale de depunere și mărginite de morene de baraj), *vulcanică* (cu cinerite și depuneri sulfuroase), *de baraj* (natural sau artificial, cu sedimentație activă, fină, ce tinde să colmateze lacul în 1—2 secole), *lagunară* (lacuri

Tabelul I. 4

Valori orientative pentru ritmul eroziunii și sedimentării (în unități Bubnoff, adică mm/1000 ani) pentru unele medii geologice și regiuni (după A. Cailleux 1976, 1977; în V. Lăzărescu, 1980)

Eroziune		Sedimentare	
Cursuri fluvio-glaciare	2000	Delte în general	1500—100 000
Rîuri de munte	150—300	Estuarul Clyde	5000
Rîuri de cîmpie	25—60	Delta Nigerului	50—100
Alpi (valoare medie)	380	Evaporite actuale	6000—10 000
Himalaia	700—1000	Zona litorală marină	400
Media pentru S. U. A. azi	68	Golful Persic, în medie	5000
Media mondială azi	90	Marea Neagră, în medie	280
Media în trecutul geologic	45	Marea Nordului, aprox.	200
Acțiunea omului	2 km ³ /an	Recif	1000—25 000
Acțiunea valurilor	1,5 km ³ /an	Media marină mondială	38
Pe continente	12—16 km ³ /an	Depozite marine compactate	18

barate de cordoane litorale, pe cale de îndulcire sau de concentrare a apei ce poate precipita sulfați și cloruri, în ordinea inversă a solubilității lor).

Ghețarii pot fi alpini (de vale) sau continentali (inlandsis), formați deasupra nivelului zăpezilor perene (prin trecerea acestora în firn/nêvée și apoi în gheață). Eroziunea lor (exharațiunea) are caracter de geluire ce dă zgîrieturi paralele și suprafețe rotunjite (spinări de berbec) pe rocile glaciare. Transportul (1–2 m/zi) prin curgere plastic-rupturală a gheții duce materialul morenic pînă la punctul de topire (limba ghețarului), unde se depune argila cu blocuri (till/tillit), uneori cu blocuri eratice de mari proporții.

Apa subterană din pinze libere (în roci permeabile: nisipuri, loess etc, pe un pat impermeabil) sau captive (ape sub presiune, încadrate în pat și acoperiș de argile; practic stagnante și dezvoltate în depresiuni de pe marginea cărora se alimentează). Datorită deplasării lor lente, ele au mai mult acțiune de *dizolvare* (exagerată în calcare, dolomite, gipsuri unde dau fenomene carstice: doline, polje, peșteri), *precipitare* (formare de concrețiuni, trovânți sau cimentare generală a sedimentelor în timpul procesului de diageneză, adică de transformare în roci), *metasomatoză* (înlocuirea moleculei cu molecule a mineralelor solubile cu altele mai puțin solubile, dînd silicifieri, piritizări etc.). Rar, apele subterane pot da și acțiuni mecanice prin riurile din peșteri, prin pornituri de teren (fig. I.28 și I.29) și sufoziune (antrenarea particulelor fine

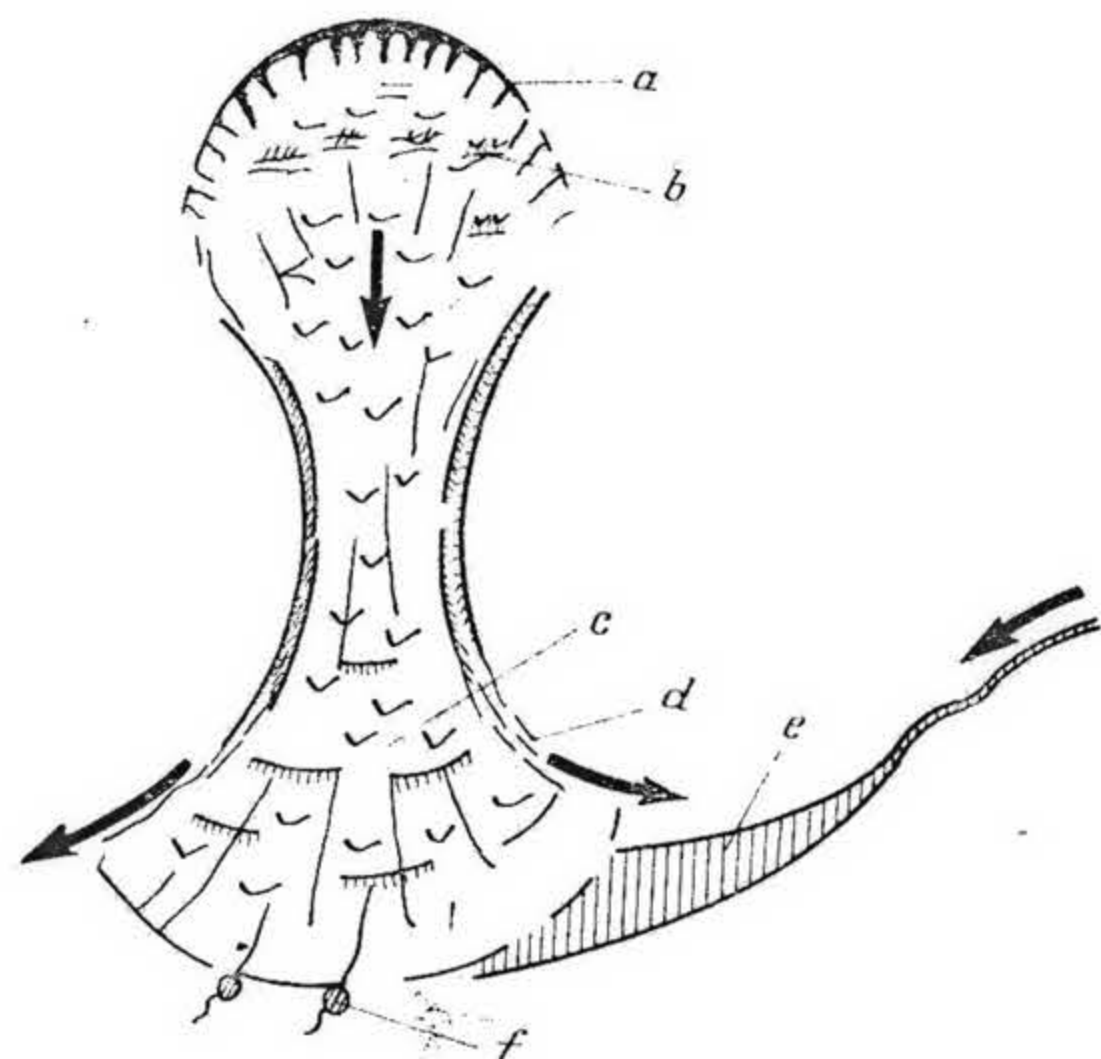


Fig. I.28. Elementele unei pornituri de teren:

a — linia de desprindere; b — teren mlăștinos; c — terenul alunecat cu rupturi și vâlurețe neregulate; d — linie de șanț sau torent la contactul cu terenul ferm; e — bahlui (iaz natural); f — izvoare temporare (după V. Lăzărescu 1980)

de nisip și alunecarea depozitelor acoperitoare) sau prin acțiunea borchişurilor (nisipurilor curgătoare) ce pot invada lucrările miniere.

Izvoarele, reci (cu temperatura medie anuală, 9–12°C în România) sau termale, dulci sau mineralizate (cu apă avînd peste 0,5 g săruri/l; peste 1 cm³ gaze/l sau apă

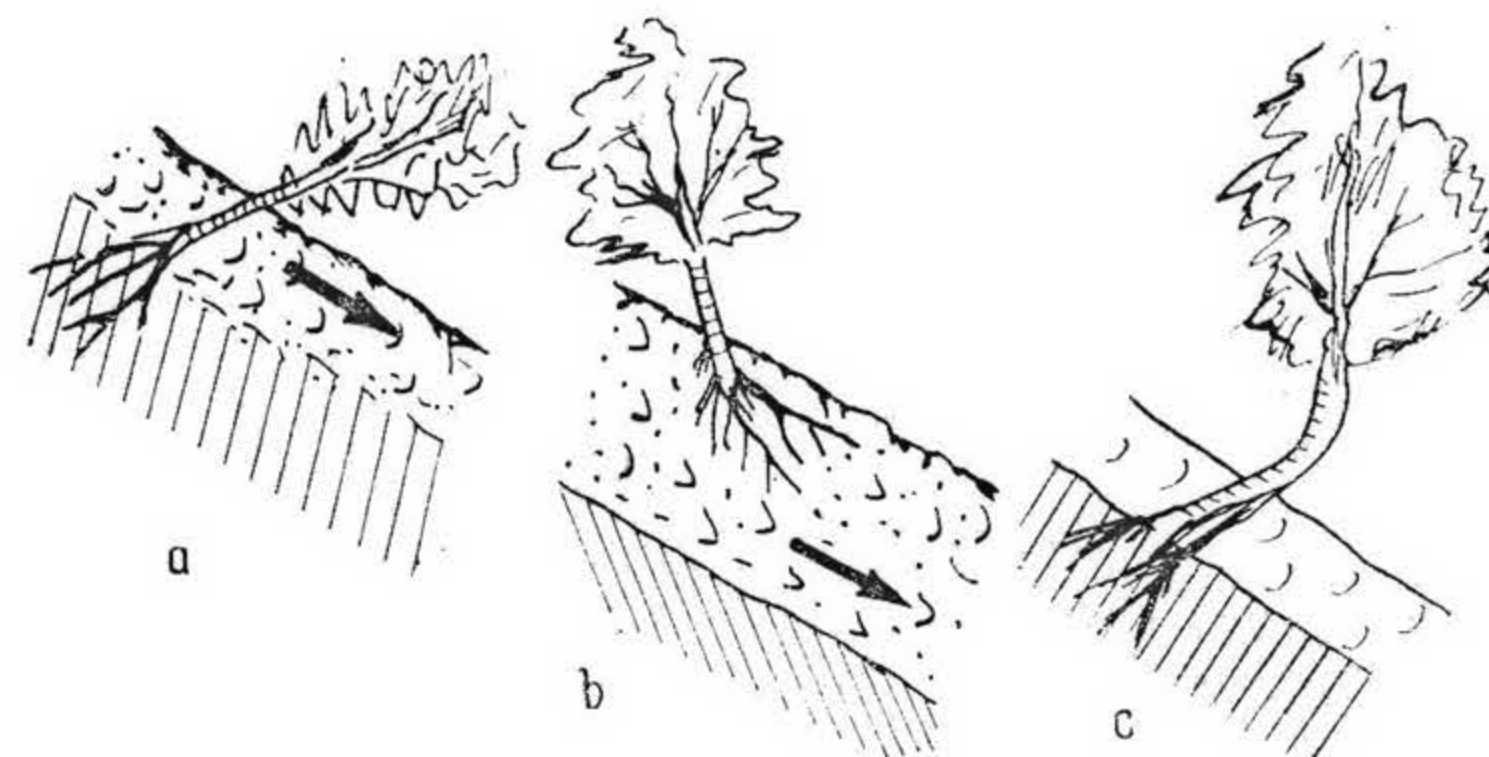


Fig. I.29. Pozițiile copacilor la o alunecare activă, superficială (a) sau adîncă (b) sau la una stabilizată (c), la o examinare în secțiune verticală.

radioactivă) sînt intersecții ale pinzelor subterane cu relieful, unde panta acestuia depășește gradientul hidraulic maxim al pinzelor (izvoare descendente) sau cota de teren este sub nivelul de presiune (piezometric) al apelor captive, (izvoare ascendente, de obicei pe falii). Uneori, în ridicarea apei intervine și presiunea gazelor din acumulările de petrol (la vulcanii noroioși sau salse) sau a mofetelor (la izvoare carbogazoase).

Apa marină. Ritmul eroziunii (abraziunii) mării depinde de: forma topografică a țărmului (lent pe plajă, rapid, prin formare de nișe de abraziune, în dreptul falezelor), de rezistența rocilor (de obicei, cele vechi sînt mai durificate), de energia valurilor (mai mare iarna, cu presiuni pînă la $3 \cdot 10^4$ daN/m²) și de structura geologică paralelă cu țărmul (coaste pacifice, supuse la abraziune uniformă) sau intersectată de acesta (țărmuri atlantice, cu formare de *capuri* în dreptul anticlinalelor sau horsturilor și de *golfuri* prin erodarea mai rapidă a rocilor noi, din sinclinale; fig. I.30). Din asocierea abraziunii marine cu mișcări verticale de coborîre (mișcări epirogenetice negative sau thalatogenetice) ale uscatului sau ridicări ale mării rezultă *transgresiuni marine* (avansări lente ale mării pe continent cu dezvoltarea șelfului), uneori canalizate pe fronturi mai înguste de relief coborît (ingresiuni marine). La mișcări epirogenetice (în greaca veche = generatoare de continente) pozitive ce depășesc abraziunea marină, se produc *regresiuni marine* (restringerea domeniului acvatorial) (fig. I.31).

Transportul marin se face de la țărm spre larg (prin influența refluxului la țărm și a curenților de turbiditate, declanșați în milurile de pe taluzul continental prin scisme, vulcanism, furtuni puternice) și longitudinal țărmului (prin curenții litorali, dezvoltăți mai ales în mările alungite și înguste ce au la capăt o sursă importantă de sedimente prin delte). Efectul transportului marin este distribuirea granulometrică cu particule mai fine în sensul deplasării și o dată cu scăderea vitezei și deci a energiei portante. Schimbările de curenți pot da și redistribuiri ale sedimentelor înainte ca ele să fie diagenizate și fixate în profilul geologic, marcate uneori de hieroglife (mulaje pe spatele gresiilor ale excavațiilor produse de paleocurenți).

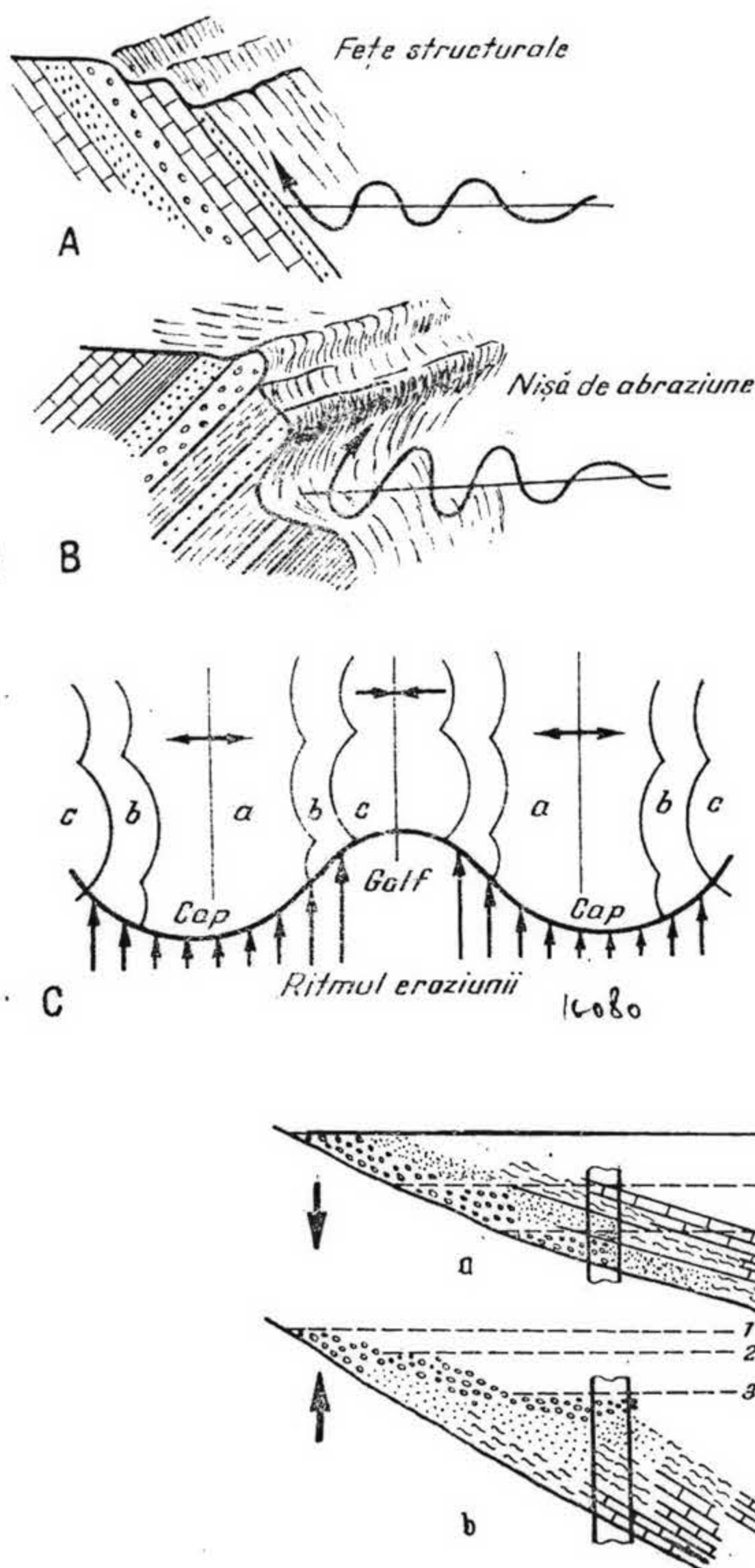


Fig. I.30. Eroziunea țărmurilor pacifice cu strate înclinând spre mare (A) sau spre continent (B) și vederea în plan a eroziunii țărmurilor atlantice (C) cu formarea de capuri în dreptul formațiunilor vechi (a) din axa anticlinalelor și de golfuri în formațiunile noi (c) din axa sinclinalelor (după V. Lăzărescu 1980).

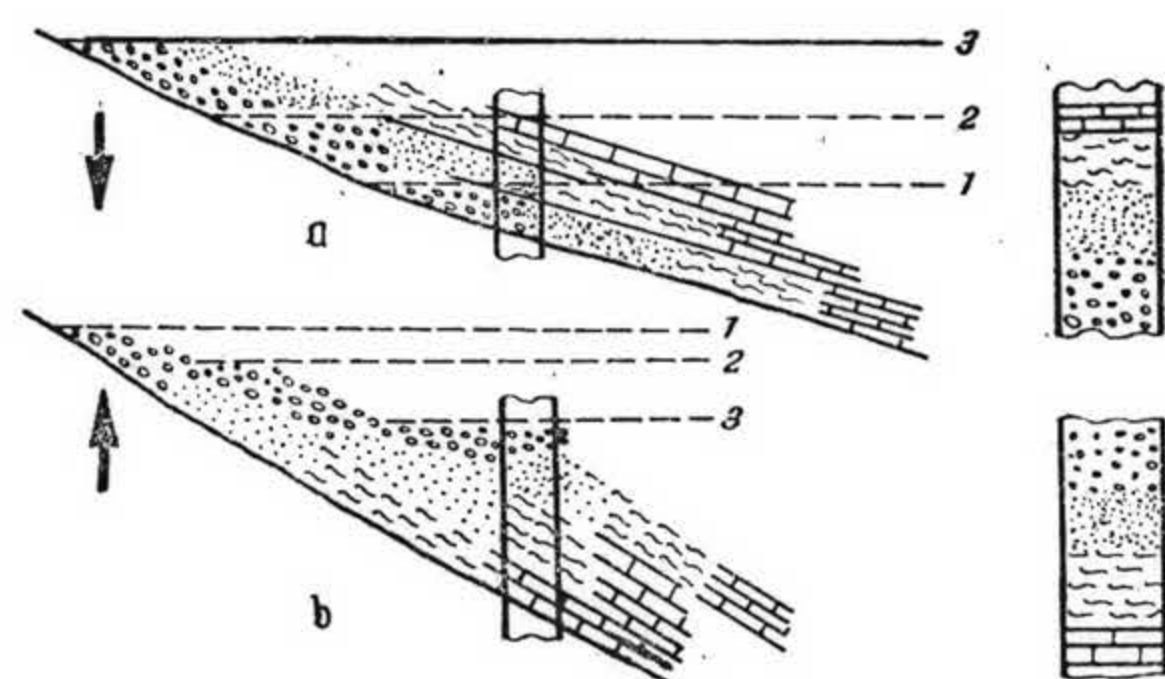


Fig. I.31. Secțiuni schematice și coloane litostratigrafice prin formațiuni transgresive (a) și regresive (b), cu indicarea a trei stadii succesive (1, 2, 3) de schimbare a nivelului apei.

Sedimentele marine au caracter diferențiat de la țărm spre larg (ca litologie și viteze de depunere; fig. I.32). La litoral, sub faleze, apar sedimente grosolane (grohotișuri cu blocuri/klippe transformate în breccii, pietriș ce dă conglomerate), iar pe plaje se

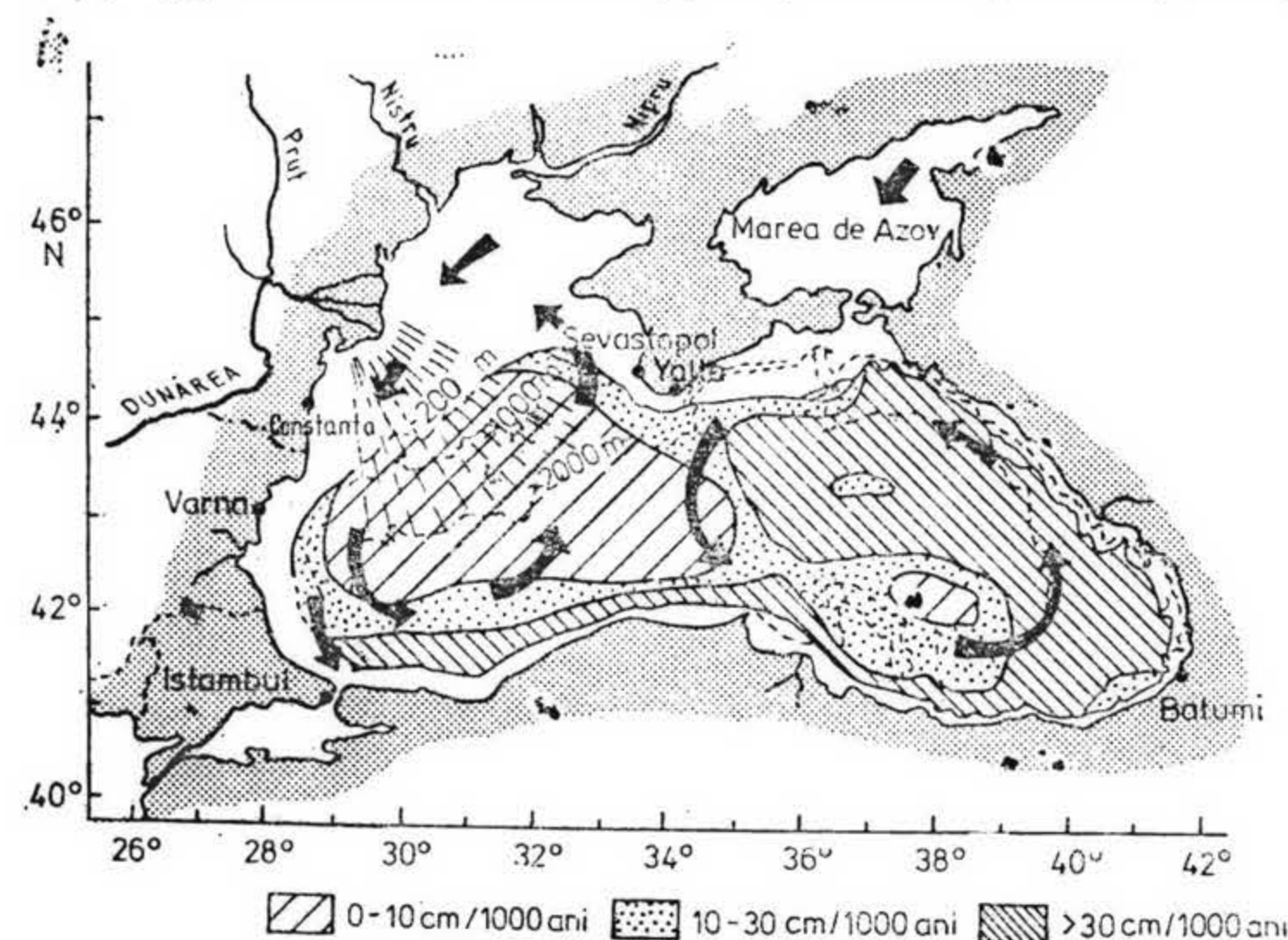
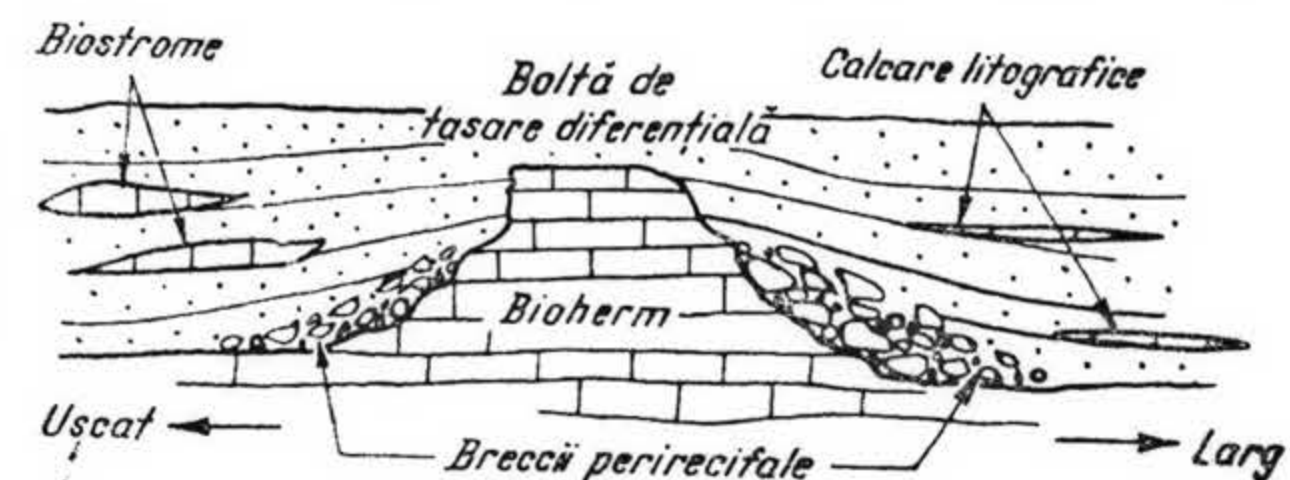


Fig. I.32. Variația vitezei de sedimentare (în cm/1000 ani) din zona adâncă a Mării Negre (după D. Ross et al. 1970), indicând delta submarină, prelungită cu conul abisal al Dunării și principalele direcții de curenți submarini.

formează nisipuri cu faună litorală, urme de valuri etc. Pe șelf, apar nisipuri cu stratificație paralelă, glauconitice (glauconitul este un silicat de Al, K, Fe, format în mare), bogat fosilifere, iar în zonele tropicale, recifi (calcare masive cu corali coloniali sau *Lithothamnium*, înconjurare de breccii perirecifale) sau calcare detritice obișnuite (stratificate) (fig. I.33). Pe taluz ajung mluri terigene argiloase, roșii (cu Fe_2O_3), cenușii-

Fig. I.33. Secțiune transversală schematică printr-un recif îngropat în depozite detritice (după V. Lăzărescu 1980).



verzui (cu FeO sau glauconit), albastre (cu sulfuri de fer) sau negre (de ex. sapropelul, mlul organic, sulfuros de pe fundul adânc al M. Negre, din care provin rocile generatoare de petrol). Pe piemontul abisal apar turbidite (sedimente cu stratificație ritmică,

depuse prin liniștirea curenților de turbiditate), iar în domeniul abisal se dezvoltă *miluri pelagice organogene* (cu globigerine la cele calcaroase, cu radiolari sau diatomee la cele silicioase) sau *anorganice* (argila roșie abisală, produsă din alterarea vulcanitelor oceanice și caracterizată prin noduli de oxizi metalici, otolite de pești etc.).

6.3. ACȚIUNEA GEOLOGICĂ A BIOSFEREI

Deși redusă ca masă, biosfera este foarte activă ca viteză de reproducere, mai ales în domeniul marin normal (apă cu salinitate de 35‰, O₂, N, CO₂ și temperatură de suprafață, funcție de latitudine până la 32°C, dar scăzută spre 0°C pe fundul oceanelor, constituind un mediu luminat până la 400 m adâncime și cu presiuni hidrostatice de 300–400 atm pe platforma oceanică), prin forme de viață bentonică (de fund) neritică (pe șelf), batială (pe taluz), abisală (pe platforma oceanică) și hadală (în fose), sau prin viață nectonică (organisme ce înoată) pelagică, ori planctonică (purată de valuri) în apropierea suprafeței (fig. I.34). Viața (mai ales plantele) se dezvoltă și pe continente, funcție de climat.

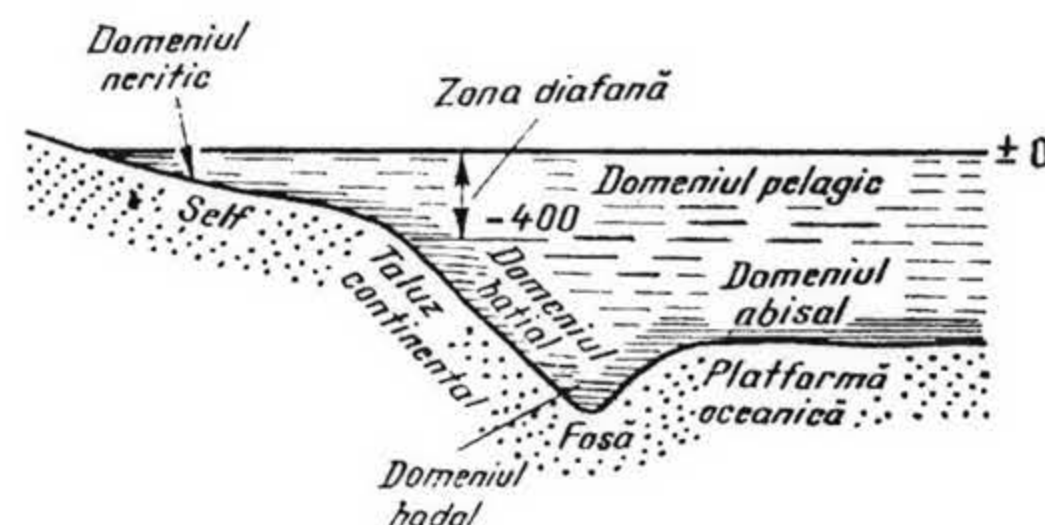


Fig. I.34. Secțiune generală prin domeniul marin, indicând corespondența dintre subdiviziunile lui bionomice și de relief și extinderea zonei luminate (diafane).

Eroziunea viețuitoarelor are aspect de alterare biochimică (la cele mici) și biomecanică (la cele mari) a rocilor; transportul se face în forma specifică a incorporării unor materii minerale prin metabolism sau fotosinteză, iar sedimentarea se face prin depunerea corpului după moarte și conservarea părții lui scheletice sau minerale, sub formă de fosile întregi sau fragmente ce constituie roci detritice calcaroase, silicioase, fosfatate etc. O acțiune constructivă importantă o au organismele coloniale (corali, lithothamnii, brizoare etc.) ce dau corpuri calcaroase mari și concentrate în domeniul marin (fig. I.33) și unele plante ce pot duce la acumulări de cărbune (fig. I.35) pe continente.

Acțiunea geologică a omului (engl. Environmental geology) duce la acțiuni directe de eroziune (debleieri pentru construcții, lucrări miniere și de foraj, dragaje etc.)

transport (mutarea amplasamentului materiilor minerale exploatare sau excavate, însoțită uneori de prelucrări tehnologice) și sedimentare (formațiunile antropogene date de halde, rambleierea gurilor miniere, cimentări, construcții etc.), dar și la transformări indirecte ale crustei, unele dirijate (ex. cascade de hidrocentrale ce

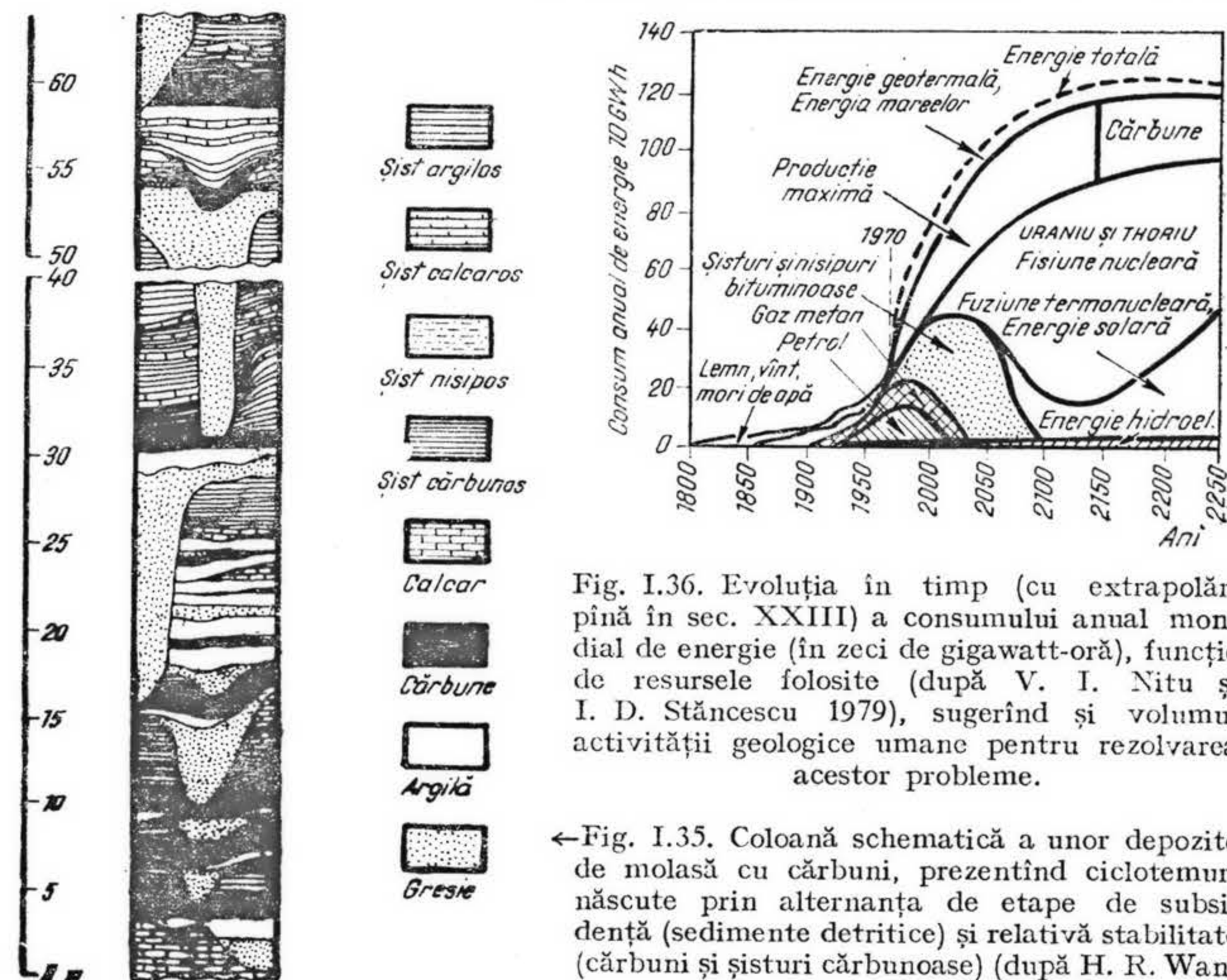


Fig. I.36. Evoluția în timp (cu extrapolări până în sec. XXIII) a consumului anual mondial de energie (în zeci de gigawatt-oră), funcție de resursele folosite (după V. I. Nitu și I. D. Stăncescu 1979), sugerind și volumul activității geologice umane pentru rezolvarea acestor probleme.

← Fig. I.35. Coloană schematică a unor depozite de molasă cu cărbuni, prezentând ciclotehuri născute prin alternanța de etape de subsidență (sedimente detritice) și relativă stabilitate (cărbuni și sisturi cărbunoase) (după H. R. Wanless, în F. J. Pettijohn 1957).

îmbătrinesc cursurile de apă; protejarea de eroziune a țărmului etc.) mai ales pentru surse de energie (fig. I.36), altele necontrolate și de obicei nedorite (ex. poluarea mediilor naturale), ce se atenuiază prin reglementări internaționale și pe plan național.

6.4. DIAGENEZA

Diageneza este ansamblul proceselor de transformare a sedimentelor în roci și constă din tasare, cimentare, cristalizare sau recristalizare, ce produc litificarea depozitelor mobile, mai ales după exondarea regiunii de sedimentare. Cazuri de mare impor-

tanță economică sint procesul de *incarbonifiere* (îmbogățire relativă în C prin pierdere în compuși gazoși a altor elemente componente ale vegetalelor), ce duce la formarea de cărbuni (tabelul I.5), și *bituminizarea* (îmbogățirea relativă în C și H, care se recombina în hidrocarburi) ce explică nașterea petrolului.

Tabelul I.5

Schimbările principale de compoziție între lemn și diverse tipuri de cărbune (după L. B. Rubin 1961 și G. P. Gorșcov – A. F. Iacușova 1977)

Tipuri de cărbune	Conținut, %		
	Carbon	Hidrogen	Oxigen și azot
Xylem (lemn)	50,0	6,0	44,0
Turbă	59,0	6,0	35,0
Cărbune brun	70,0	5,5	24,5
Huilă	82,0	5,0	13,0
Antracit	95,0	2,0	3,0

Unele transformări diagenetice foarte profunde, din sedimente și roci extrem de sensibile la influența temperaturii, presiunii, fluidelor (materia organică, sărurile evaporitice etc.) fac ca astăzi asemenea roci (cărbunii superiori, petrolul, unele săruri de Mg sau K) să fie considerate ca anchimetamorfice (de metamorfism incipient), deși ele, tradițional, sint considerate roci sedimentare.

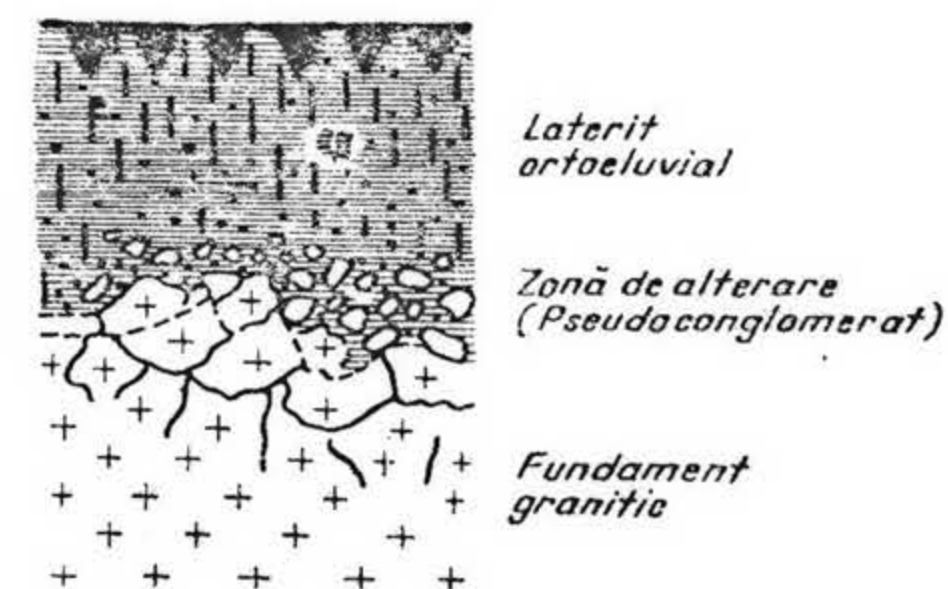
6.5. ALTERAREA ROCILOR ȘI PROBLEMA SOLURILOR

Odată formate, rocile suferă alterări (transformări epigenetice) de origine fizică (dezagregări sub influența variației de temperatură și a înghețului ce dă gelivitatea rocilor; perforări prin trăznet care produce fulgurite; hidratări și levigări ca procese la limita fizic-chimic), chimică (oxidări, superoxidări, caolinizarea silicaților de Al, K, Na, Mg care se transformă în silicați de Al hidratați, adică minerale argiloase; lateritizarea, adică alterarea tropicală a mineralelor argiloase care se descompun în oxizi hidratați de Al și Si), biologică (descompunerea biochimică și degradarea biomecanică a rocilor). Concentrarea și fosilizarea unor produse de alterare (caolin, bohrerz, bauxit etc.) poate avea mare importanță economică.

Prin alterare, rocile se acoperă cu soluri, formate din trei componente: scheletul mineral (fragmente de minerale nealterate), complexul de alterare insolubil (minerale argiloase) și solubil (hidrați de Na, Ca, K, Mg și săruri diferite), humusul (materia organică pe cale de descompunere). Funcție de modul de asociere a componentelor, se deosebesc tipuri de soluri variate ca de ex. *chernoziom* (bogat în humus negru), *podzol*

(bogat în argilă), *seroziom* (sol nisipos, cu mult schelet), *sol ferralitic* sau *cranoziom* (de ex. laterit) (fig. I.37), *soloneșuri* și *solonceacuri* (soluri sărate).

Fig. I.37. Sol lateritic ce trece gradat în jos la o rocă de bază granitică, printr-un pseudoconglomerat (după V. Lăzărescu 1980).



6.6. FACIESURI GEOLOGICE

În definiția clasică (E. Haug, 1900), faciesul este suma caracterelor tipice, litologice (litofacies) și paleontologice (biofacies) ale unei formațiuni geologice, într-o anumită zonă din aria ei de răspândire (ex. marnele cu paradacne din Pontianul nordului Munteniei). Ulterior (M. Gignoux, 1936), faciesul a fost teoretizat ca mediul (paleoclimatic și paleogeografic) în care s-a depus o formațiune geologică (ex. facies continental lacustru), iar mai târziu au apărut și alte interpretări ale conținutului acestei noțiuni ca facies tectonic (de ex. flișul are facies geosinclinal), facies geochimic (de ex. sapropelurile și șisturile disodilice sint în facies euxinic, adică puternic reducător), microfacies (după caracterul bio- și litofacial al rocii la microscop) (G. Cuvillier, 1959), facies organic al rocilor petrolifere (după tipul și cantitatea de hidrocarburi conținute) (M. A. Rogers et al., 1979), reflectare seismică a faciesului sedimentelor (L. F. Brown și M. L. Fisher, 1978).

Formațiunile (succesiuni distincte/separabile de strate născute în aceleași condiții) și faciesurile se corelează între ele ca: *izopice* (depozite sincrone cu același litofacies), *heteropice* (depozite sincrone cu litofacies diferit), *heterocrone* (de vârste treptat diferite dar păstrind litofaciesul), *recurente* (repetate pe verticală).

7. PROBLEME TEORETICE GENERALE ALE GEOLOGIEI

Ele se referă la: raporturi dintre continuitate-discontinuitate în fenomene sau procese geologice (multe transformări ce apar continui în timp geologic se produc în sacade discontinue, în timp istoric); relații reversibilitate-irreversibilitate în geologie (evoluția

crustei apare în cicluri deschise, comparate cu o spirală, fără repetări identice, cu atât mai clare cu cât constituie procese complexe); (fig. 1.38); timp și vîrstă în geologie (prin corelarea vîrstelor relative geologice cu cele absolute/radiogenice și cu durata de producere a

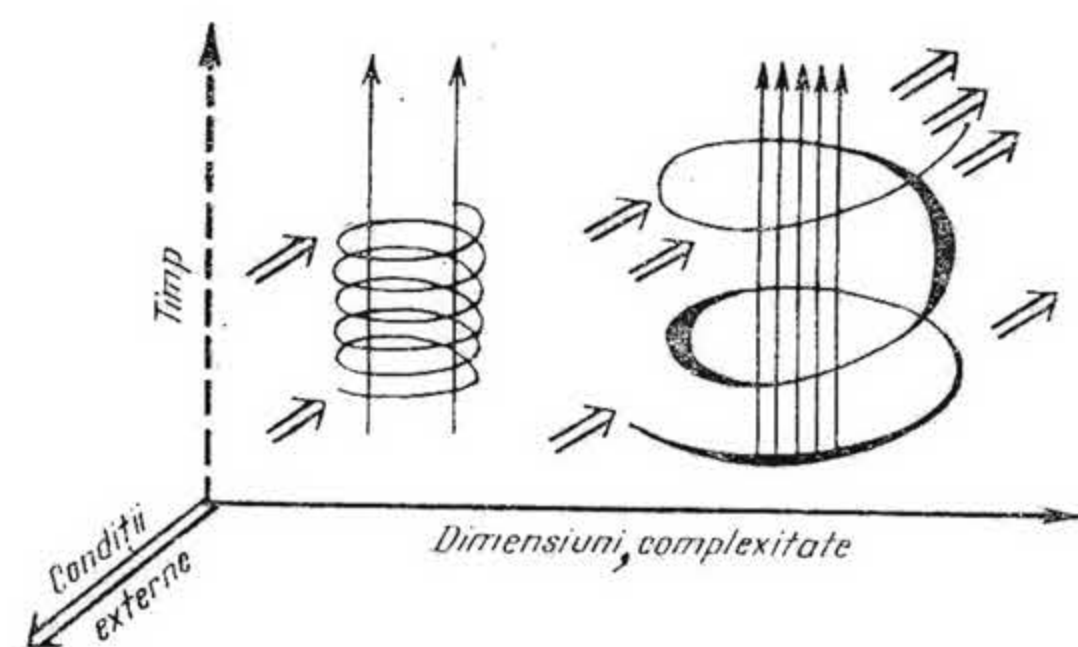


Fig. 1.38. Schema dezvoltării helicoidale în timp a fenomenelor și proceselor geologice, fără sau cu „cicluri” secundare (îngroșări de linii), funcție de complexitatea și numărul factorilor ce intervin (frecvența de săgeți verticale) și condiții externe (săgeți duble) (după V. Iăzărescu 1980).

fenomenelor); raporturi presupunere-ipoteză-teorie și criteriul adevărului în geologie (verificarea prin practica minieră și de foraj pentru ca o presupunere sau o ipoteză, adică o prevedere sprijinită prin câteva date obiective recente din domenii conexe, să se transforme în teorie).

II. CRISTALOGRAFIE ȘI MINERALOGIE

Prof. dr. VICTORIA STIOPOL

★ Lector dr. EMIL CONSTANTINESCU

1. NOȚIUNI INTRODUCTIVE

Cristalografia și mineralogia reprezintă două din științele fundamentale ale științelor geologice care permit orientarea specialiștilor din domeniul geologiei în activitatea de cercetare pe teren și în laborator în munca de prospectare, explorare, exploatare și preparare a substanțelor minerale utile din natură precum și pentru folosirea lor în variate domenii tehnice și industriale. În ansamblu aceste discipline cuprind cunoștințe teoretice și practice indispensabile în recunoașterea mineralelor și a asociațiilor acestora (rocile) care intră în alcătuirea compoziției Pământului, în descifrarea modului de formare și transformare, a distribuției în spațiu și a posibilităților de utilizare.

Cristalografia este disciplina care se ocupă cu studiul corpurilor solide cu structură cristalină.

Mineralogia are drept obiect studiul mineralelor sub toate aspectele inclusiv a modului de formare și de acumulare în natură.

Un cristal se poate defini ca fiind un solid cu formă exterioară geometrică și având o structură reticulară internă. Forma, proprietățile și geneza cristalelor trebuie înțelese ca o consecință a structurii lor interne.

Pentru a cunoaște forma exterioară a cristalelor, legile fundamentale ale formelor cristaline și caracterele geometrice ale structurii interne a cristalelor este necesar să se precizeze noțiunea de *stare cristalină*.

Stările structurale ale materiei. Materia se prezintă sub trei stări fundamentale: *solidă*, *lichidă* și *gazoasă*¹⁾. Se cunoaște și o stare intermediară între solide și lichide numită *stare mezomorfă*, reprezentată prin așa numitele *cristale lichide*. Starea de *cristal lichid* se aseamănă cu cea de lichid prin mobilitatea moleculelor care pot efectua, după caz, mișcări de translație în două sau trei direcții și mișcări de rotație în jurul unei axe și cu cea de solid prin anizotropia puternică din punct de vedere optic, electric și mecanic. După modul de ordonare al moleculelor în spațiu se disting cristale lichide *smectice*, *nematice* și *colesterice*. Cristalele lichide sunt lipsite în general de o formă poliedrică proprie. Forma lor exterioară depinde de consistența sau de gradul de fluiditate și este determinată de raportul de forțe dintre viscozitate și energia lor de suprafață. În cazul când tensiunea superficială este mai mare decât fricțiunea internă, ele pot îmbrăca o diversitate de forme nepoliedrice: bastonașe, cilindri, spirali etc. Starea mezomorfă se întâlnește la unele substanțe organice.

Starea solidă cuprinde și ea două stări: *amorfă* și *cristalină*.

Starea *amorfă* constă în dispunerea haotică a particulelor materiale și este lipsită de forme geometrice, de exemplu opalul, limonitul etc.

Starea *cristalină* prezintă o aranjare periodică a particulelor constitutive după cele trei direcții spațiale, corpul având o formă geometrică mărginită de fețe plane.

¹⁾ O a patra stare a materiei este considerată *plasma* (Langmuir, 1929). Ea desemnează substanțele în care atomii neutri și excitați, ionii, electronii și fotonii formează un gaz compresibil asemănător "stării gazoase" de care se deosebește prin compoziție și natura forțelor de interacție dintre componenți.

Starea cristalină este starea structurală a materiei solide cea mai răspândită, fie că aceasta s-a format în natură, fie că s-a produs artificial în laboratoare și uzine.

Mineralele amorfe reprezintă 1—2% din totalitatea substanțelor naturale și de obicei sunt instabile din punct de vedere fizico-chimic, prezentând tendința de a trece la starea cristalină.

Indiferent dacă sunt amorfe sau cristalizate, mineralele sunt echilibre sau corpuri omogene din punct de vedere fizico-chimic, adică sunt formate în toată masa lor din același material și cu aceeași proprietate în oricare punct dat.

Omogenitatea materiei cristaline este deosebită de aceea a materiei amorfe prin aceea că în primul caz particulele sunt așezate în mod ordonat, în cel de al doilea caz fiind dispuse dezordonat.

Proprietățile materiei omogene. Proprietățile materiei omogene pot fi grupate în proprietăți *scalare* și proprietăți *vectoriale*.

a) *Proprietățile scalare* nu variază cu direcția și se manifestă în același mod în toate stările structurale ale materiei solide. Ele pot fi redată prin o simplă valoare numerică și reprezentată grafic într-un sistem de coordonate printr-un punct. Proprietățile scalare sunt influențate numai de variațiile de presiune și temperatură. Exemple de proprietăți scalare sunt densitatea și căldura specifică. Manifestându-se în același mod la starea amorfă și la cea cristalină, proprietățile scalare nu pot fi utilizate pentru separarea celor două stări structurale.

b) *Proprietățile vectoriale* variază cu direcția și pot fi reprezentate prin vectori care exprimă valoarea, direcția și sensul lor. Exemple: propagarea luminii, conductibilitatea termică, viteza de creștere a cristalelor, coeziunea etc.

Unele proprietăți fizice pot avea valori diferite în cele două sensuri ale unei direcții; este vorba în acest caz de proprietățile *univectoriale*, *unipolare* (ex. duritatea). Altele au valori egale în ambele sensuri ale unei direcții și sunt numite proprietăți *bivectoriale* sau *tensoriale* (ex. dilatarea termică).

Proprietățile univectoriale și bivectoriale la care se constată numai sensuri liniare se numesc *polare*.

Dacă la proprietățile univectoriale și vectoriale se deosebește, în afară de mărime, direcție și sens și un caracter de rotație care poate avea două sensuri, (+) sau (—), ele se numesc proprietăți vectoriale *axiale* (ex. polarizația rotatorie).

Dacă pentru o anumită proprietate mărimea vectorului rămâne constantă ori care ar fi direcția considerată, materia omogenă este apreciată ca izotropă, iar suprafața descrisă de extremitatea vectorului este o sferă. Dacă mărimea vectorului variază cu direcția materia este anizotropă, iar suprafața descrisă de extremitatea vectorului este un elipsoid. Există unele proprietăți ale materiei omogene care evidențiază comportarea izotropă sau anizotropă a acesteia. Aceste proprietăți permit separarea corpurilor amorfe de cele cristaline, deoarece la corpurile amorfe toate proprietățile fizice rămân identice în toate direcțiile, în timp ce la cristale se vor găsi unele proprietăți care să varieze cu direcția. Deci aceleași cristale pot fi izotrope pentru unele proprietăți și anizotrope pentru altele (ex. fluorina este izotropă din punctul de vedere optic și anizotropă din punctul de vedere al clivajului).

Numai proprietățile vectoriale pentru care toate cristalele sunt anizotrope pot fi luate în considerație la caracterizarea materiei cristalizate.

Proprietățile vectoriale sunt împărțite, în funcție de forma suprafeței descrise de extremitatea vectorului, în *confinue* și *discontinue*.

— *Proprietățile vectoriale continue* variază în mod continuu cu direcția, suprafața reprezentativă fiind o sferă pentru cristalele cubice, iar pentru cristalele din celelalte sisteme un elipsoid de revoluție, sau cu trei axe. Proprietățile vectoriale

continue se pot grupa după simetria suprafeței vectoriale în: proprietăți cu *simetrie scăzută* — elipsoid cu trei axe (ex.: elasticitatea și densitatea); proprietăți cu *simetrie ridicată* — elipsoid de revoluție (ex.: proprietăți optice, electrice, magnetice, termice etc.), (fig. II.1).

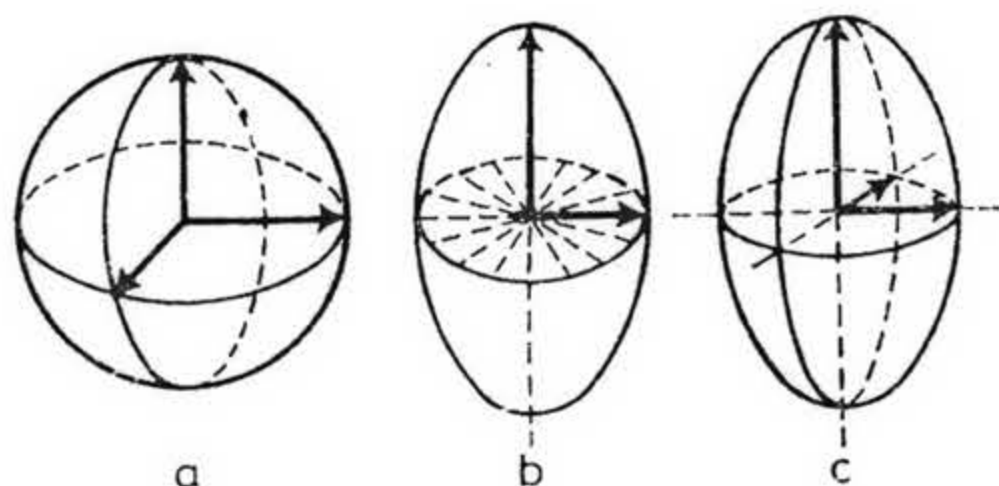


Fig. II.1. Suprafețe reprezentative pentru proprietăți vectoriale continue:
a — sferă; b — elipsoid de rotație; c — elipsoid turtit cu trei axe de simetrie.

— *Proprietățile vectoriale discontinue* variază în mod discontinu, variațiile vectorului fiind bruște, chiar discontinui, iar suprafața descrisă se deosebește foarte mult de forma specifică (ex.: viteza de creștere, maclarea, clivajul, translațiile). Ele constituie trăsătura caracteristică prin care se distinge net starea cristalină de starea amorfă.

2. CRISTALOGRAFIE

Pe baza proprietăților materiei omogene *cristalele* pot fi definite drept corpuri omogene, anizotrope din punct de vedere al proprietăților vectoriale discontinue, înseși din punct de vedere al vitezei de creștere, care determină forma lor. Cristalele sînt corpuri solide, au forme poliedrice mărginite de fețe plane, din intersecția cărora rezultă muchii și colțuri. Nu întotdeauna cristalele apar delimitate de fețe plane bine dezvoltate; absența formei poliedrice nu înseamnă că materia nu este cristalină, ci că substanța respectivă a fost împiedicată în creșterea sa, fiind obligată să ocupe spațiul liber pe care l-a avut la dispoziție.

2.1. STRUCTURA INTERNĂ A CORPURILOR AMORFE ȘI CRISTALIZATE

Corpuri amorfă se obțin prin solidificarea unor topituri viscoase, printr-o răcire care se face într-un interval de timp foarte scurt sau brusc. Variațiile de temperatură efectuându-se rapid, punctele materiale nu au posibilitatea să se așeze ordonat, rămînînd în pozițiile pe care le-a avut substanța atunci cînd era în stare fluidă. Datorită

acestui aranjament confuz al particulelor, corpurile amorfă prezintă proprietăți identice în toate direcțiile din spațiu, fapt care explică izotropia lor.

În corpurile solide cristalizate, punctele materiale se așază ordonat în rețea, cu o omogenitate geometrică reală. Pentru ca omogenitatea să fie reală, materia trebuie să fie distribuită în mod identic în jurul tuturor punctelor identice, numite *analoage*.

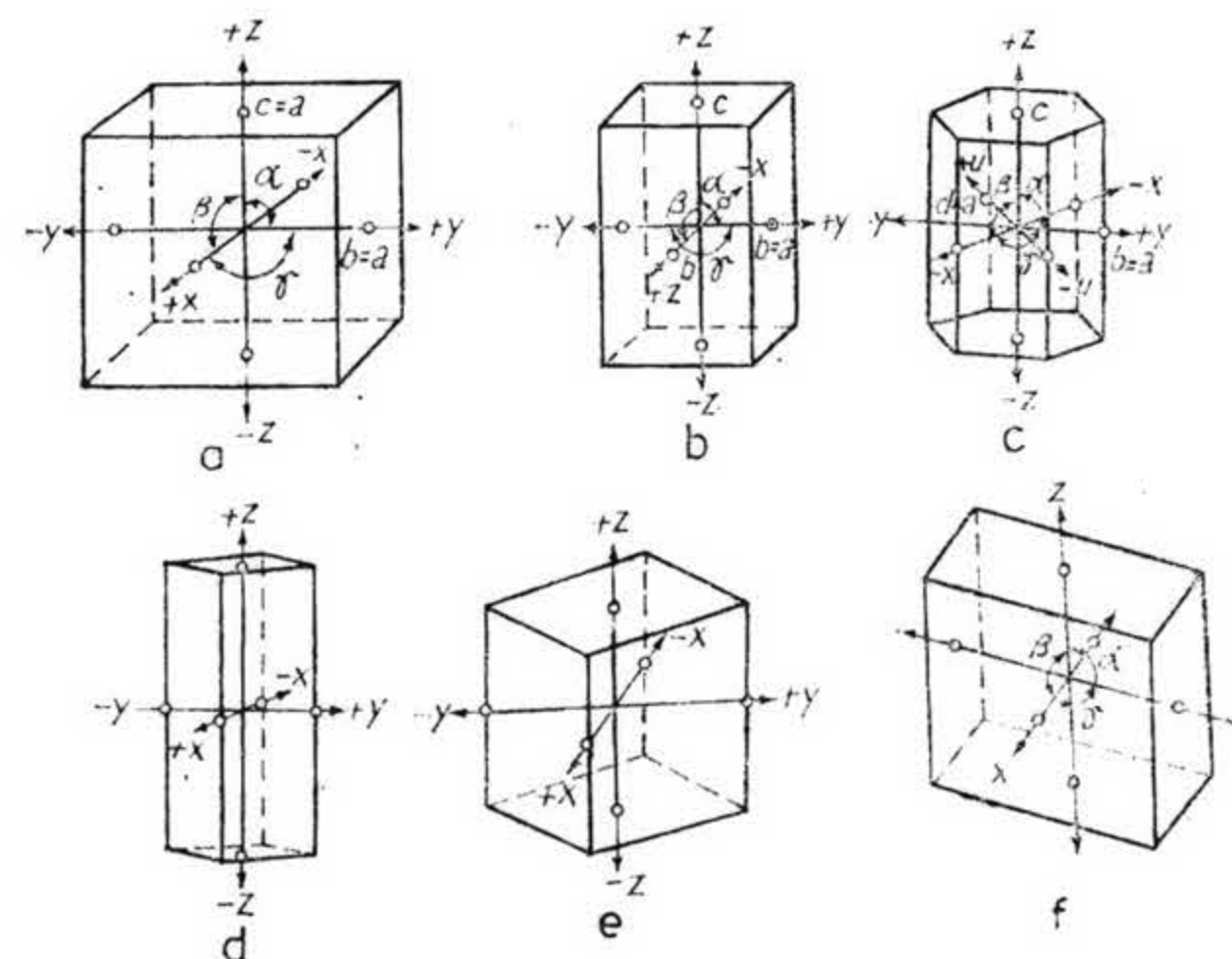


Fig. II.2. Formele primitive ale sistemelor de cristalizare:

a — cubic ($\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$; $a = b = c$; $a : a : c = 1 : 1 : 1$); b — tetragonal (pătratic) ($\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$; $a = b \neq c$; $a : a : c = 1 : 1 : 1$); c — hexagonal (în sens larg incluzînd și sistemul trigonal) ($\alpha = \beta = 90^\circ$; $\gamma = 120^\circ$; $a = b \neq c$; $a : a : a : c = 1 : 1 : 1 : 1$); d — rombic ($a \neq b \neq c$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$; $a : b : c = 1 : 1 : 1$); e — monoclinic ($a : b : c$; $\alpha = \gamma = 90^\circ$, $\beta > 90^\circ$); f — triclinic ($a : b : c$, $\alpha \neq \beta \neq \gamma$).

Acest sistem de puncte formează în spațiu o *rețea tridimensională* constituită din paralelipede egale. Paralelipedul se numește *celulă* sau *paralelipiped primitiv*. Distanțele a , b și c se numesc *parametrii celulei elementare* sau *parametrii primitivi ai rețelei* (fig. II.2).

O rețea cristalizată este caracterizată prin mărimea celulei și prin forma acesteia sau motivul (reprezentînd repartitia punctelor materiale în paralelipedul primitiv). Această structură se numește *structură periodică* și pe baza ei definim cristalul ca fiind un corp omogen care are o structură reticulară.

2.2. LEGILE GENERALE ALE FORMEI GEOMETRICE

Legea constantei unghiurilor (legea lui Romé de L'Isle). Prin creșterea unui cristal, unghiurile diedre între două fețe de același fel rămîn constante. De asemenea, pentru aceleași specii minerale, chiar dacă modul lor de formare este diferit, unghiul

diedru dintre același fel de fețe rămâne constant pentru o anumită temperatură și presiune. Deci fețele de același fel se vor tăia întotdeauna sub același unghi.

Legea raționalității indicilor (legea lui Haüy). Fețele unui cristal sint astfel așezate unele față de altele încît raporturile parametrilor lor pe trei axe de coordonate sint numere raționale, în general foarte simple. Această lege ne arată că fețele unui cristal nu sint așezate la întimplare ci între ele există anumite raporturi numerice simple; că la un cristal, deci, pot apărea numai un număr restrîns de fețe și că nu orice direcție de plan poate fi o față de cristal.

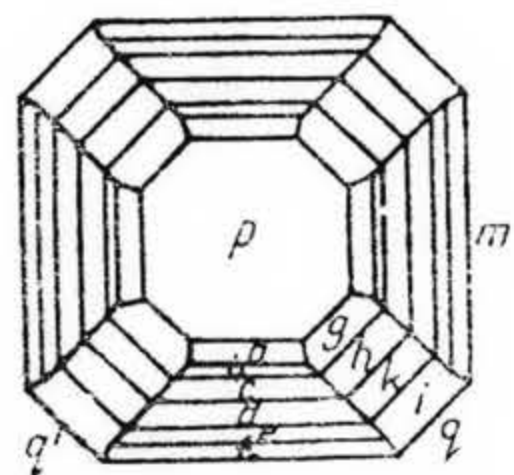


Fig. II.3. Zone de fețe la vezuvian.

Legea zonelor. În apariția succesivă a fețelor unui cristal, pornind de la un tetraedru fundamental, fiecare față este determinată de zonele pe care le formează între ele fețele precedente.

Fețele care se întretaie după muchii paralele alcătuiesc o zonă cristalografică (fig. II.3). Existența unei zone este determinată de cel puțin două fețe ce se întretaie după o muchie care determină direcția axului de zonă. Între fețele unei zone și axa de zonă există relații matematice, astfel încît:

- dacă se cunosc indicii a două fețe din zonă se pot determina indicii axei de zonă;
- dacă se cunosc indicii a două zone, se pot determina indicii unei fețe cuprinsă în cele două zone date;
- dacă se cunosc indicii a două fețe dintr-o zonă, se pot calcula indicii unei alte fețe cuprinsă în această zonă.

2.3. PRINCIPIUL SIMETRIEI ÎN CRISTALOGRAFIE. ELEMENTE DE SIMETRIE

Prin simpla privire a unui cristal se observă că forma poliedrică prezintă o pronunțată regularitate geometrică, fețele cristalului fiind distribuite după o anumită regulă de jur împrejur. Repetarea regulată a elementelor indicate ale forme poliedrice este o proprietate foarte importantă și se numește *simetria cristalului*. Simetria este o lege generală a naturii.

La un cristal putem deosebi o simetrie geometrică numită *sinгонie* sau *fenosimetrie* care este simetria externă a cristalului și o *simetrie a structurii reticulare*, rezultată din așezarea regulată a atomilor (ionilor, moleculelor) ce constituie cristalul, numită și *genosimetrie*, care caracterizează structura internă a cristalului.

Simetria cristalului poate fi exprimată prin *elemente de simetrie*; elementele de simetrie cele mai simple fiind *axele* (gire), *planele* și *centrul de simetrie*, iar operațiile de simetrie corespunzătoare sint: *rotația*, *reflexia* (oglinzirea) și *inversiunea*. Prin combinarea elementelor simple de simetrie, în special din combinația dintre un ax de simetrie și un plan de simetrie, se obțin *axele complexe de simetrie* (giroidale).

Axe simple de simetrie. O axă de simetrie este o direcție din cristal în jurul căreia acesta rotindu-se apare de n ori identic cu prima sa poziție; n reprezintă un număr întreg. Această operație de simetrie se numește *rotație*. La cristale nu pot exista decît axe simple de ordinul 2, 3, 4 și 6 la care corespund unghiuri de rotație de 180° ,

120° , 90° și 60° și multiplii lor, cunoscute sub numele de *axe binare*, *ternare*, *cualternare* și *senare*.

Plane de simetrie. Planul de simetrie taie forma cristalină în două jumătăți, în așa fel încît acestea se află între ele ca un corp față de imaginea sa în oglindă. Operația de simetrie se numește *reflexie*. Elementele echivalente nu mai sint superpozabile prin simple translații ca în cazul operației de rotire.

Centrul de simetrie. Centrul de simetrie este un punct în interiorul cristalului față de care toate elementele echivalente ale forme (colțuri, muchii fețe) sint simetrice, fiind dispuse coliniar și la distanțe egale față de el. Operația de simetrie se numește *inversiune*, care poate fi considerată ca rezultînd din rotirea în jurul unui ax A_2 urmată de reflexie. La un cristal care are centru de simetrie, fiecărei fețe trebuie să-i corespundă o față paralelă opusă.

Axe complexe de simetrie. Axele complexe de simetrie implică asocierea a două operații de simetrie: rotire și reflexie față de un plan imaginar perpendicular pe axul respectiv. Se cunosc ca axe complexe: *digiroidale*, *trigiroidale*, *tetragiroidale* și *hexagiroidale*. În realitate, numai tetragiroida constituie un element de simetrie nou, celelalte se pot reduce la acțiunea combinată a două elemente de simetrie ($A^{-2} = C$; $A^{-3} = A^3 + P$; $A^{-6} = A^3 + C$).

2.4. SISTEMELE ȘI CLASELE CRISTALOGRAFICE

Asocierea elementelor de simetrie. În lumea cristalelor, elementele de simetrie descrise pot să apară izolate sau în diverse combinații. Suma elementelor de simetrie care apar într-un cristal poartă numele de *formula de simetrie* a acestuia. Formulele de simetrie ale diverselor cristale se grupează într-un număr anumit de clase de simetrie. Aceasta pentru că modul de asociere a elementelor de simetrie conduce la un număr limitat de posibilități. Examenul teoretic al problemei ca și studiul practic al cristalelor au arătat că sint posibile numai 32 de clase de simetrie. Asocierea elementelor de simetrie se face după anumite reguli. Cele 32 de clase de simetrie se referă la forma geometrică exterioară a cristalelor; ele reflectă într-o oarecare măsură și simetria rețelei, fără a fi identice însă cu aceasta. Se remarcă însă că numai 7 din tipurile de simetrie geometrică (clase) sint posibile și pentru rețele. Este cazul claselor:

1. C sistemul triclinic (12);
2. A^2P^2C sistemul monoclinic (16);
3. $3A^23P^2C$ sistemul rombic (28);
4. $A^3A^23P^2C$ sistemul trigonal (27);
5. $A^44A^24P^2C$ sistemul tetragonal (30);
6. $A^6A^26P^2C$ sistemul hexagonal (31);
7. $3A^44A^36A^26P^2C$ sistemul cubic (32).

Aceste clase poartă numele de *clase holodrice* și reprezintă maximum de elemente de simetrie pentru fiecare din cele 7 sisteme de axe de referință care corespund celor 7 sisteme cristalografice. În aceste sisteme se repartizează cele 25 de clase de simetrie la care simetria forme geometrice este inferioară aceleia a rețelei cristaline și care se numesc *clase de simetrie meriedrice*. Clasele meriedrice sint de trei categorii și ele poartă numele de *hemiedrie* cînd au $1/2$ din numărul de fețe, *tetartodrie* cînd au

Tabelul II.1

Caracterizarea celor 32 de clase de simetrie ale poliedrelor cristaline

Sistem cristalografic și constantele cristalografice	Denumirea claselor de simetrie (după Groth)	Formula de simetrie	Notăția (simbolul internațional)
Triclinic	Pedială (asimetrică)	A^1	$P1$
	Pinacoidală	$(A_2^1) = C$	$\overline{P}1$
Monoclinic	Domatice	P	Pm
	Sfenoidală	A^2	$P2$
	Prismatică	A^2PC	$P2/m$
Rombic	Rombică piramidală	A^2P	Pmm
	Rombică bisfenoidală	$3A^2$	$P222$
	Rombică bipiramidală	$3A^23PC$	$Pmmm$
Pătratic (tetragonal)	Tetragonală piramidală	A^4	$P4$
	Tetragonală bipiramidală	A^4PC	$P4/4/m$
	Ditetragonală piramidală	A^4A^2P	$P4mm$
	Tetragonală trapezoidală	A^4A^2	$P42$
	Ditetragonală bipiramidală	A^4A^25PC	$P4/mmm$
	Tetragonală bisfenoidală	$A \frac{2}{4}$	$\overline{P}4$
	Tetragonală scalenoedrică	$A 2A 2P$	$\overline{P}42m$
Hexagonal, în sens larg, a b d e	Trigonală piramidală	A^3	$P3$
	Romboedrică	$A_6^3A^3C$	$\overline{P}3$
	Ditrigonală piramidală	A^33P	$P3m$
	Trigonală trapezoidală	A^33A^2	$P32$
	Ditrigonală scalenoedrică	$A 3A^2 3P$ $A 3A^2 3PC$	$\overline{P}3m$
	Trigonală bipiramidală	A^3P	$\overline{P}6$
	Ditrigonală bipiramidală	A^33A^24P	$\overline{P}6m2$
	Hexagonală piramidală	A^6	$P6$
	Hexagonală bipiramidală	A^6PC	$P6/m$
	Dihexagonală piramidală	A^6P	$P6mm$
Hexagonal, în sens restrins (Friedel)	Hexagonală trapezoidală	A^6A^2	$P62$
	Dihexagonală bipiramidală	A^6A^27PC	$P6/mmm$
Hexagonal, în sens restrins (Groth)	Tetartroedrică pentagon-dodecaedrică	$3A^24A^3$	$P23$
	Diakisdodecaedrică	$3A^34A 3PC$	$Pm3$
		$3A \frac{2}{4} A^36P$	$\overline{P}43m$
	Hexakistetraedrică	$3A^44A^36A^2$	$Pm3m$
	Pentagonikositetraedrică	$3A^44A^36A^2$	
	Hexakisocetaedrică	$9PC$	
Cubic			

A = ax; P = plan; C = centru.

1/4 din numărul fețelor și *ogdoedrie* când au 1/8 din numărul fețelor. Caracterizarea claselor de simetrie ale poliedrelor cristaline este redată schematic în tabelul II.1.

2.5. REPREZENTAREA GRAFICĂ A CRISTALELOR, PROIECȚIILE CRISTALOGRAFICE

Caracterizarea poliedrelor cristaline se realizează prin mai multe feluri de proiecții, alegerea metodei de proiecție depinzând de scopul urmărit:

— *proiecția în perspectivă* se întrebuintează când vrem să avem o imagine a formei exterioare a cristalului. Este o metodă puțin folosită, deoarece nu redă unghiurile dintre fețe în mărimea lor adevărată, deși se scot în evidență relațiile zonale la cristalele cu multe fețe;

— *proiecțiile substituante*, mai frecvent folosite, sînt de două feluri: de gradul I sau *proiecții liniare* și de gradul II sau *proiecții polare*. Prin aceste metode se reușește să se păstreze valoarea reală a unghiurilor dintre fețe, se evidențiază prezența tuturor fețelor și relațiile zonale, precum și simetria cristalului;

— *proiecțiile polare* sînt împărțite în: *sferică gnomonică* și *stereografică*, aceasta din urmă fiind cea mai folosită.

Proiecția stereografică evidențiază simetria poliedrului, relațiile zonale și permite calculul grafic prin conservarea mărimii unghiurilor.

Pentru calculul constantelor cristalografice ale unui poliedru se folosește un sistem de referință (trei sau patru axe de coordonate) definite prin unghiurile dintre axe (α , β și γ) și prin punctele unde fața fundamentală intersectează axele de coordonate, adică parametrii fundamentali a , b , c .

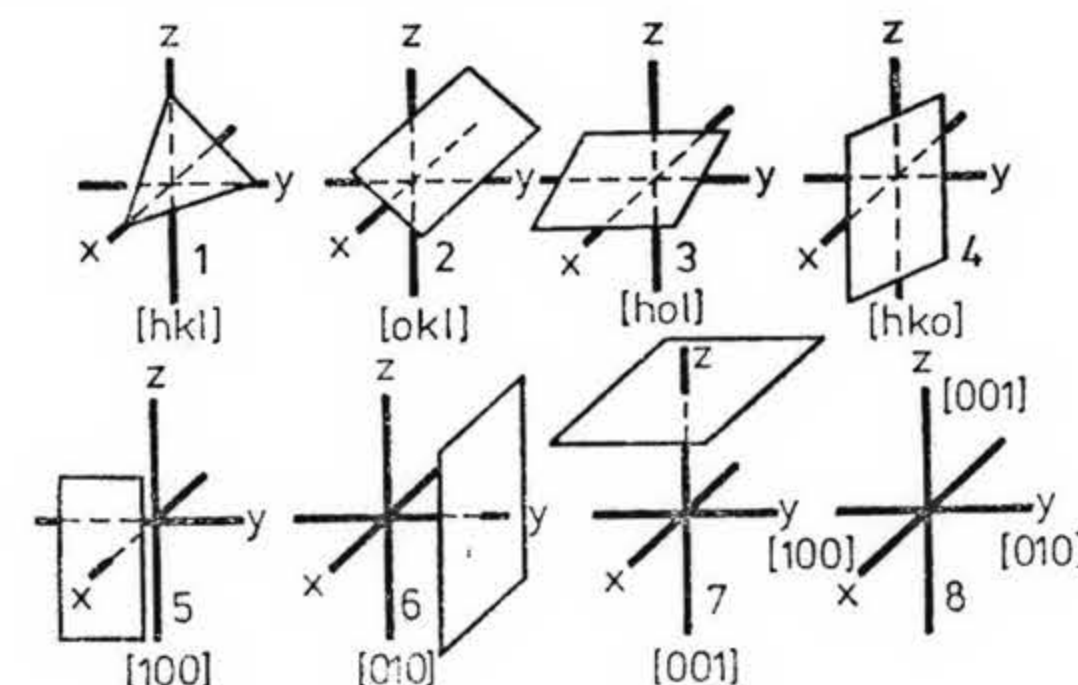


Fig. II.4. Notăția fețelor și a axelor:
1-7 — pozițiile posibile ale fețelor unui cristal în raport cu un sistem de trei axe de coordonate și indicii corespunzători;
8 — notația axelor de coordonate.

Poziția unei fețe oarecare este determinată dacă se cunosc indicii h , k , l (indicii reprezintă inversii parametrilor).

O față poate avea, față de un sistem de trei axe de coordonate, 7 poziții (fig. II.4).

- a) fața taie toate axele: relația parametrală $ma : nb : pc$, indicii feței (hkl);
 exemple: fața de octaedru, fața de piramidă;
 b) fața este paralelă cu x și taie pe y și z : relația parametrală $a : nb : pc$, indicii ($0kl$);
 c) fața este paralelă cu y și taie pe x și z : relația parametrală $ma : b : pc$, indicii (hol);
 d) fața este paralelă cu z și taie pe x și y : relația parametrală $ma : mb : c$, indicii (hko).

Pentru fețele de tip b , c și d , de exemplu, avem fețe de tip prismatic, domuri, pe care le numim după direcția \parallel cu x longitudinal, pentru \parallel cu y transversal și pentru \parallel cu z prisme drepte;

- e) fața este paralelă cu x și y și taie pe z : relația parametrală $a : b : pc$, indicii (001);
 f) fața este paralelă cu x și z taie pe y : relația parametrală $ma : nb : p$, indicii (010);
 g) fața este paralelă cu y și z și taie pe x : relația parametrală $ma : b : p$, indicii (100).

Pentru fețele de tip e , f și g ca exemple avem fețe de tip terminal: pinacoizi, pedioane, prisme, cub etc.

2.6. DEFINIREA POZIȚIEI UNEI FEȚE DE CRISTAL

Poziția fețelor unui cristal poate fi definită prin:

- a) mărimea și semnul parametrilor interceptați de acea față pe axele de coordonate ale sistemului de referință ales (fig. II.5);

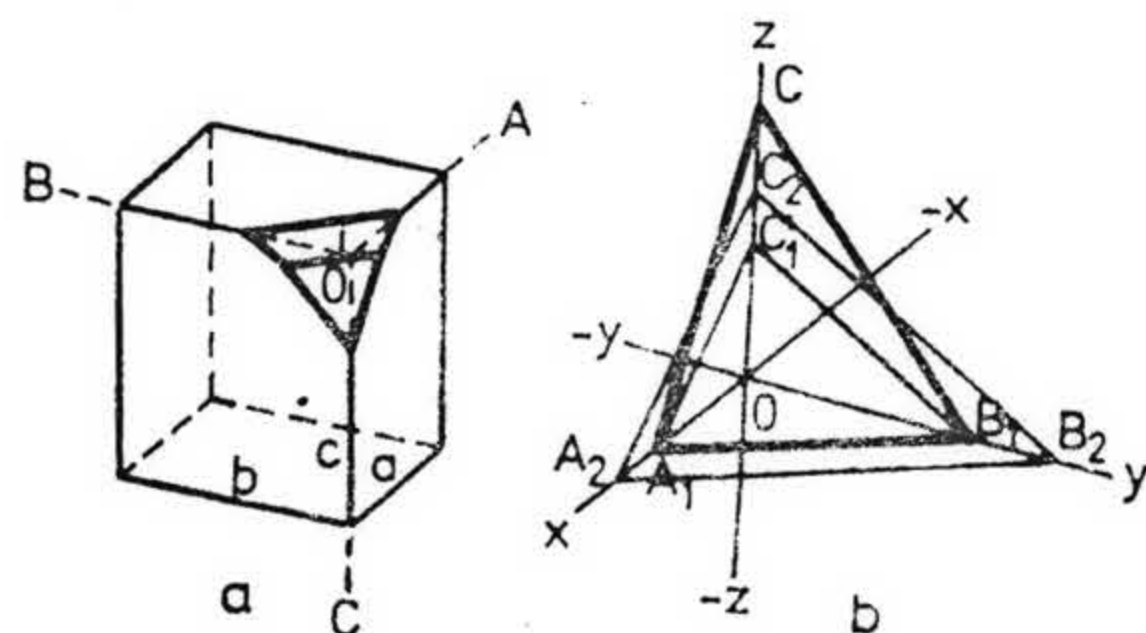


Fig. II.5. Definirea poziției unei fețe de cristal:

- a — alegerea a trei muchii principale drept sistem de axe coordonate;
 b — fixarea poziției unei fețe prin distanțele interceptate pe axe.

- b) cunoașterea cosinusurilor directoare ale normalei la față (sunt inverși proporționali cu parametrii aceleiași fețe), (fig. II.6);

- c) cunoașterea coordonatelor ecuației feței (constantele ecuației feței și parametru respectiv sunt raporturi inverse);

- d) indicii feței parametrale.

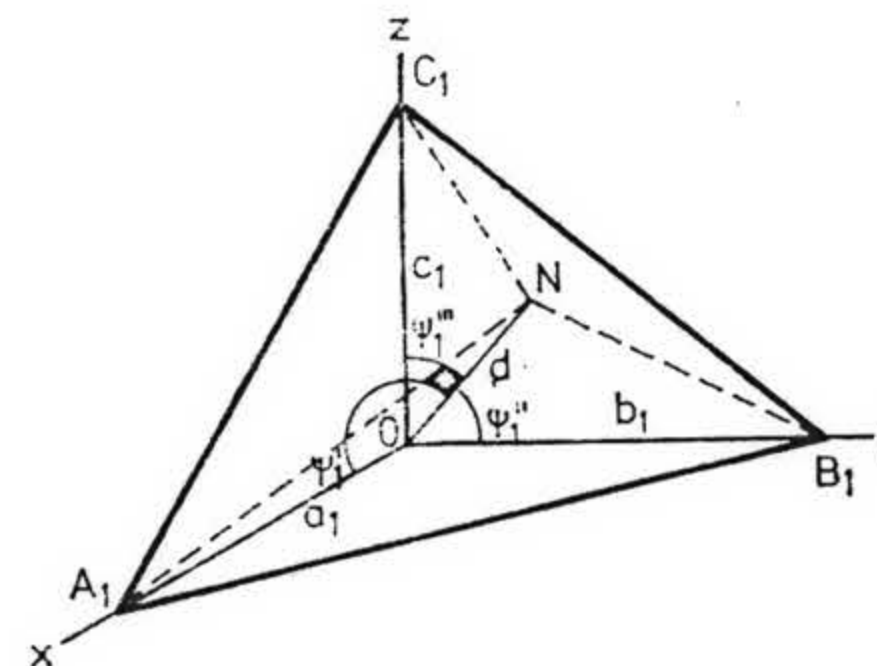


Fig. II.6. Definirea poziției unei fețe de cristal prin cosinusurile directoare.

2.7. FORMA CRISTALELOR

Cristalele care se dezvoltă liber pot îmbrăca forme variate, după felul și forma fețelor echivalente, determinând o *formă cristalografică simplă*. Numărul maxim de fețe este de 48 (hexadioctaedru), iar numărul minim este de 1 (pedionul). Alte poliedre pot arăta mai multe tipuri de fețe echivalente, determinând astfel o *formă cristalografică complexă*.

Formele simple se împart în forme simple deschise (nu închid un spațiu) și forme simple închise (când totalitatea fețelor închid un spațiu).

— Formele simple deschise sînt: pedionul, domul, sfenoidul, pinacoidul, prisma, piramida.

— Formele simple închise sînt: octaedrul, cubul, dodecaedrul romboidal.

Formele compuse rezultă din asocierea mai multor forme simple închise sau deschise (cub-octaedru, prismă-bipiramidală).

Principalele forme de cristale întâlnite la mineralele din natură sînt redată în fig. II.7—II.12.

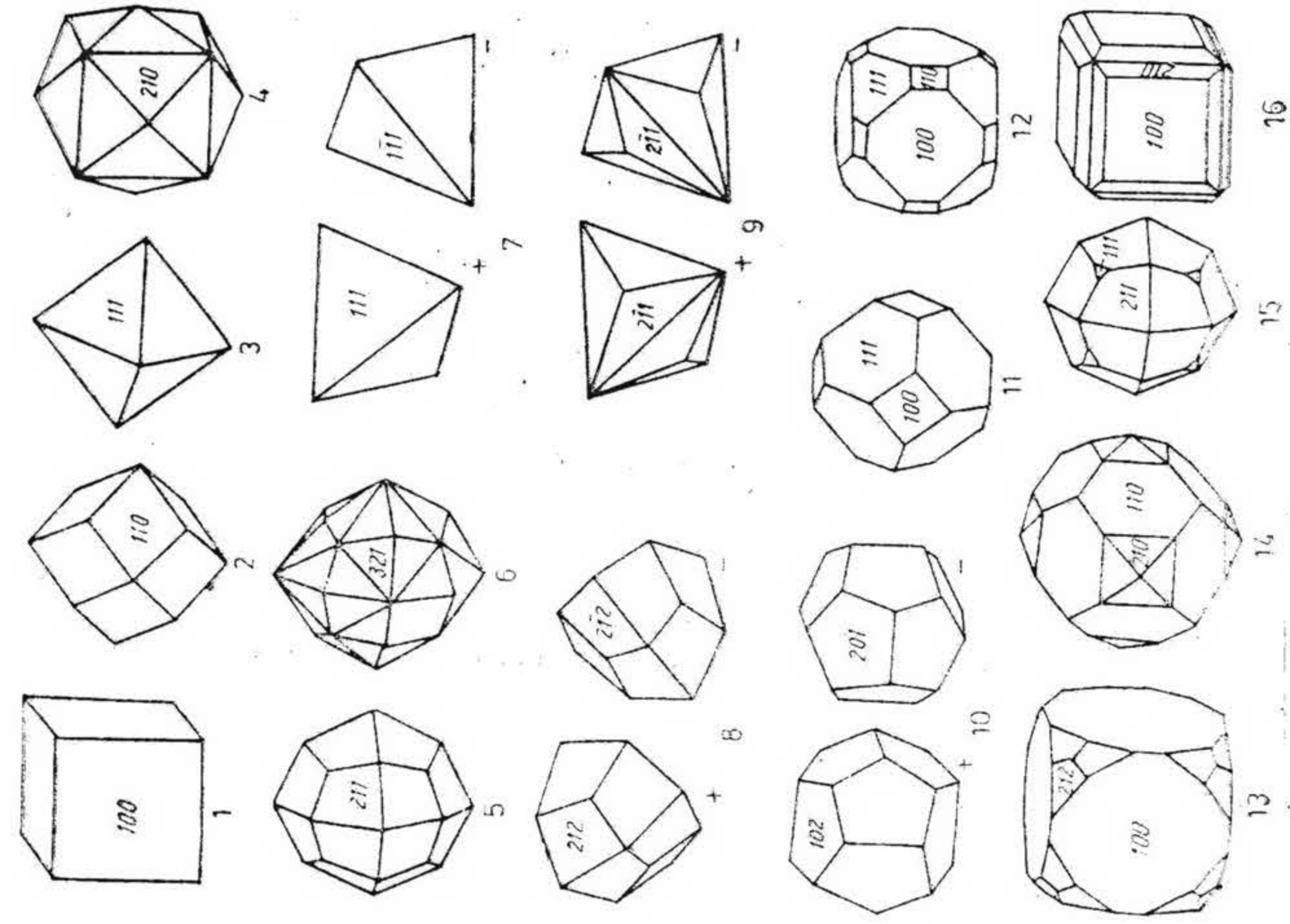


Fig. II.8 Principalele forme din sistemul tetragonal (pătratic)
 1 - prismă sp. I, bipiramidă sp. I (sircon); 2 - prismă sp. I și sp. II, bipiramidă sp. I și sp. II (castilit); 3 - pinacoid bazal, prismă sp. I și sp. II, bipiramidă sp. I (vesuvian); 4 - pinacoid bazal, prismă sp. II, prismă ditetragonală bipiramidă sp. I (apofilit); 5 - pinacoid bazal, prismă sp. II, bipiramidă sp. I (anatas); 6 - bipiramidă sp. I, bipiramidă sp. III, două bipiramide sp. III (scheelit); 7 - bipiramidă sp. I, prismă sp. III (wulfenit); 8 - bisenoid +, bisenoid - (calcopirită); 9 - doi bisenoidi, scolenoedru (calcopirită).

Fig. II.9 Principalele forme din sistemele trigonal și hexagonal:
 1 - pinacoid bazal, prismă hexag. I și II, bipiramidă dihexag. (beril); 2 - pinacoid bazal, bipiramidă hexag. I, prismă hexag. sp. (apatit); 3 - prismă hexag., scolenoedru trigonal, bipiramidă trigonală (cuarț); 4 - pinacoid bazal, prismă sp. I și sp. II, prismă hexagonală sp. I, trapezoedru ditrigonal, prismă hexag. sp. I (calcit); 5 - romboedru sp. I și sp. II, trapezoedru ditrigonal (cuarț); 6 - romboedru, prismă hexag., scolenoedru ditrigonal (calcit); 7 - prismă hexag. sp. I, romboedru sp. I, hexag. sp. I (calcit); 8 - romboedru sp. I, scolenoedru ditrigonal (calcit); 9 - romboedru sp. I, scolenoedru ditrigonal (calcit); 10 - doi romboedri sp. I +, scolenoedru ditrigonal, prismă hexag. I și II, pinacoid bazal, romboedru sp. I + (calcit); 11 - pinacoid bazal, romboedru sp. I + (hematit); 12 - pinacoid bazal, romboedru sp. I + (hematit); 13 - pinacoid bazal, doi romboedri sp. I + (dolomit); 14 - romboedru sp. I +, scolenoedru ditrigonal (calcit); 15 - romboedru sp. I +, scolenoedru ditrigonal (calcit); 16 - pinacoid bazal, romboedru (corindon); 17 - două piramide, prismă trigonală, prismă ditrigonală, pedion bazal (turmalină).

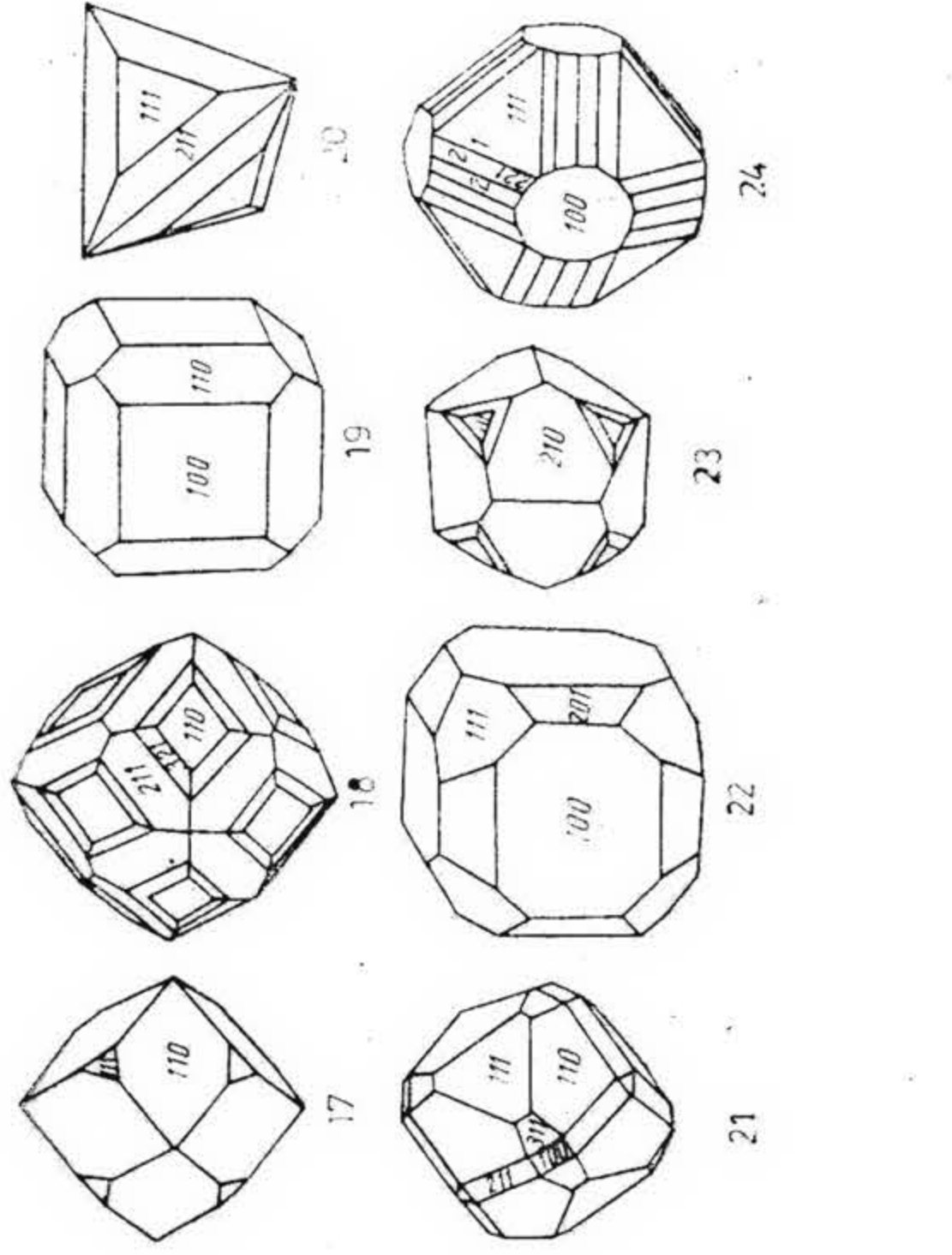
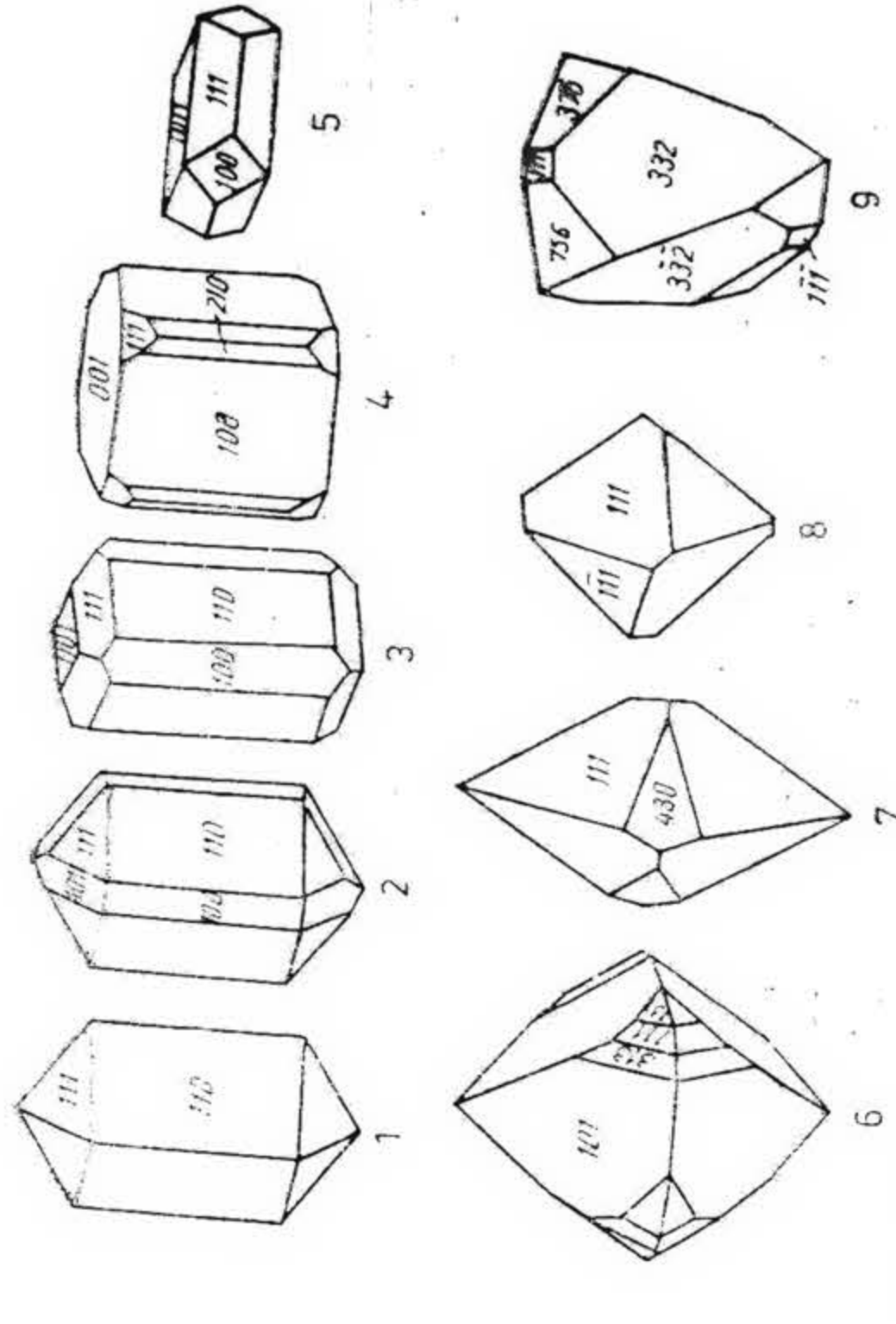


Fig. II.7. Principalele forme din sistemul cubic:

1 - cub (halit, fluorină); 2 - dodecaedru romboidal (granat); 3 - octaedru (spinel); 4 - cub piramidal (aur); 5 - trapezoedru (granat, leucit); 6 - hexakisoctaedru (diamant); 7 - tetraedru (tetraedrit); 8 - dodecaedru deltoidal (tetraedrit); 9 - triakisitetraedru (tetraedrit); 10 - dodecaedru pentagonal (piridă, corindon); 11 - cub și octaedru (galenă, silică); 12 - cub, octaedru și dodecaedru romboidal (galenă, fluorină); 13 - cub și triakisitetraedru (fluorină); 14 - dodecaedru romboidal și cub piramidal (cupru nativ); 15 - trapezoedru și octaedru (argint); 16 - cub și cub piramidal (fluorină, halit); 17 - dodecaedru romboidal și octaedru (granat); 18 - trapezoedru, dodecaedru romboidal și hexakisitetraedru (aur); 19 - cub și dodecaedru romboidal (cuprit); 20 - tetraedru + și triakisitetraedru (tetraedrit); 21 - cub, dodecaedru romboidal, tetraedru + și triakisitetraedru + și - (blendă); 22 - cub, dodecaedru pentagonal și octaedru (piridă); 23 - dodecaedru pentagonal, octaedru și diploedru (piridă); 24 - cub, octaedru și triakisitetraedru (galenă);

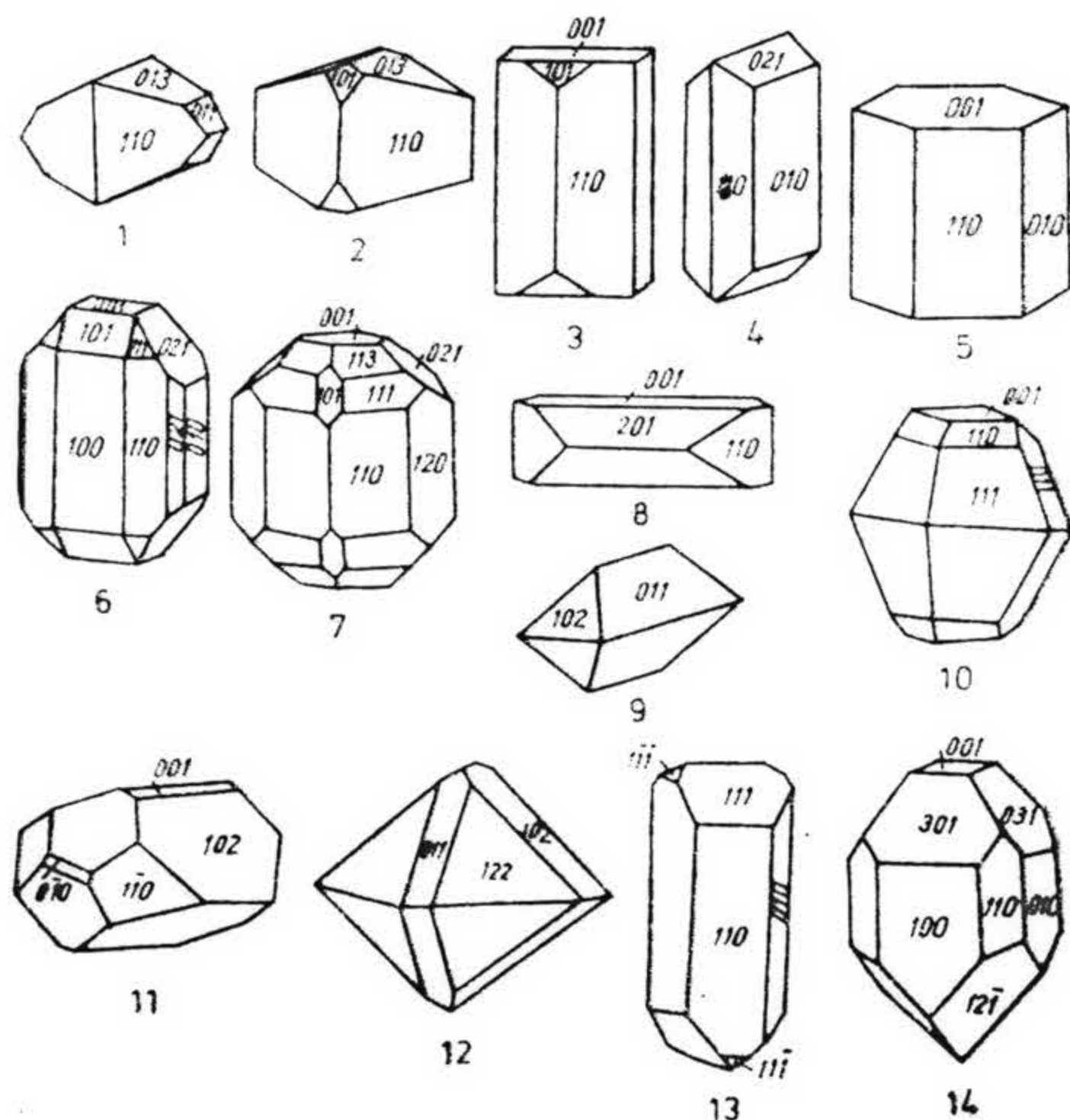
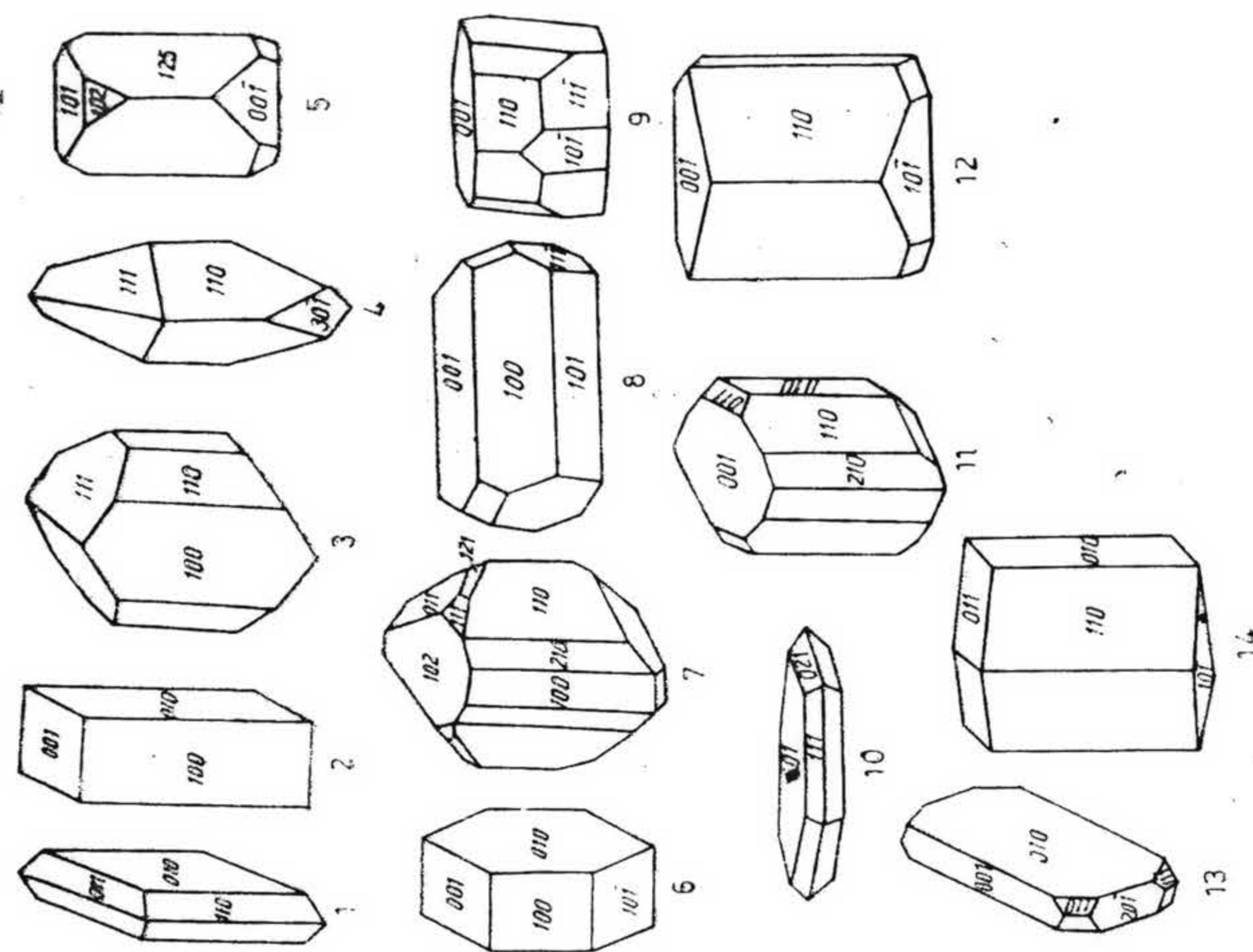


Fig. II.10. Principalele forme din sistemul rombic:

1 — prismă verticală, două prisme longitudinale (*marcasită*); 2 — prismă verticală, prismă longitudinală, prismă transversală (*mispichel*); 3 — pinacoid bazal, pinacoid lateral, prismă verticală, prismă transversală (*staurolit*); 4 — prismă verticală, prismă longitudinală, picanoid lateral (*aragonit*); 5 — prismă verticală, pinacoid bazal, pinacoid lateral (*aragonit*); 6 — pinacoid bazal, pinacoid transversal, pinacoid lateral, două prisme verticale, prismă transversală, prismă longitudinală, bipiramidă (*olivină*); 7 — pinacoid bazal, două prisme verticale, prismă transversală, prismă longitudinală, două bipiramide (*topaz*); 8 — pinacoid bazal, prismă transversală, prismă verticală (*baritină*); 9 — prismă longitudinală, prismă transversală (*baritină*); 10 — două piramide, prismă longitudinală, pinacoid bazal (*sulf*); 11 — prismă verticală, prismă longitudinală, prismă transversală, pinacoid bazal, pinacoid lateral (*anglezit*); 12 — bipiramidă, prismă longitudinală, prismă transversală (*anglezit*); 13 — prismă verticală, pinacoid lateral, doi bisenoizi (*epsomit*); 14 — pedion bazal, pinacoid lateral, pinacoid transversal, prismă verticală, domă transversală sup., domă longitudinală sup., piramidă inferioară (*calamină*).

Fig. II.11. Principalele forme din sistemul monoclinic:



1 — prismă verticală, prismă longitudinală, pinacoid lateral (*gips*); 2 — pinacoid bazal, pinacoid transversal vertical, pinacoid lateral (*pirozén*); 3 — pinacoid transversal vertical, pinacoid lateral, prismă verticală, prismă longitudinală (*augit*); 4 — prismă verticală, prismă oblică ant., pinacoid transversal post. (*crocoit*); 5 — pinacoid bazal, doi pinacoizi transversali anteriori (*sfen*); 6 — pinacoid bazal, pinacoid transversal vertical, pinacoid transversal posterior, pinacoid transversal anterior, două prisme verticale, prismă longitudinală, două prisme oblice anterioare (*wolframit*); 7 — pinacoid transversal vertical, pinacoid transversal anterior, pinacoid transversal posterior, prismă oblică anterioară (*epidot*); 8 — pinacoid transversal bazal, pinacoid transversal posterior, două prisme oblice anterioare, două prisme oblice posterioare (*biotit*); 9 — pinacoid transversal bazal, pinacoid transversal anterior, două prisme oblice anterioare, două prisme oblice posterioare (*biotit*); 10 — pinacoid bazal, prismă oblică anterioară, prismă longitudinală (*coelind*); 11 — pinacoid bazal, pinacoid lateral, două prisme verticale, prismă longitudinală, prismă oblică posterioară (*realgar*); 12 — pinacoid bazal, lateral, pinacoid transversal posterior, prismă verticală, prismă oblică posterioară (*adular*); 13 — pinacoid bazal, pinacoid lateral, pinacoid transversal posterior, prismă verticală, prismă oblică posterioară (*sarindind*); 14 — pinacoid lateral, pinacoid transversal posterior, prismă verticală, prismă longitudinală (*hornblendă*).

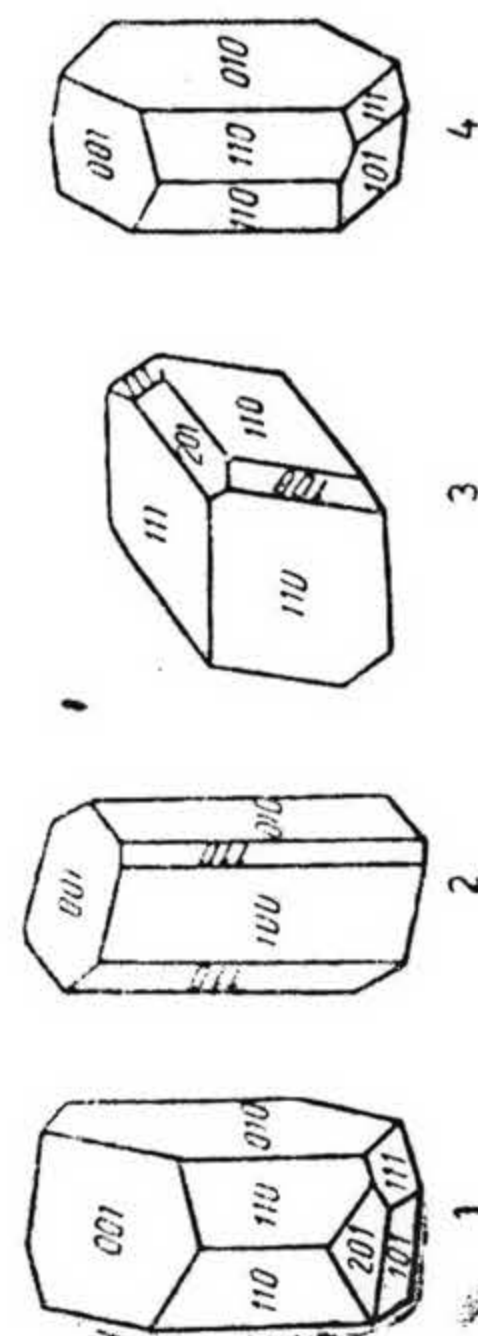


Fig. II.12. Principalele forme din sistemul triclinic:

1 — pinacoid bazal, pinacoid vertical, pinacoid lateral, pinacoid oblic (*anortit*); 2 — combinații de pinacoid bazal, pinacoid transversal vertical, pinacoid lateral, pinacoid vertical (*disen*); 3 — pinacoid oblic, pinacoid vertical, picanoid transversal vertical (*astinit*); 4 — pinacoid bazal, pinacoid vertical, pinacoid lateral, picanoid oblic, pinacoid transversal (*albit*).

2.8. EDIFICII COMPLEXE DE CRISTALE (MACLE)

Unele minerale prezintă îngemănări ale indivizilor cristalini sub forma unor concreșteri simetrice caracteristice, determinând macle. *Macla* este un complex cristalin format din doi sau mai mulți indivizi cu o simetrie diferită de a cristalului izolat.

Indivizii cristalini care constituie o macă prezintă ca elemente de simetrie axa de macă, planul de macă și planul de asociere al maclei.

2.8.1. LEGILE DE MACĂ

Maclele obținute prin rotirea cu 180° a unui cristal în jurul unei axe de macă sunt numite *macle prin hemitropie*. Se cunosc trei feluri de macle prin hemitropie:

— *macle prin hemitropie normală*, în care unul din indivizii maclați este rotit cu 180° față de celălalt individ, în jurul unei axe perpendiculare pe fața de asociere care devine astfel plan de macă. Această macă se notează prin indicii planului de macă, ca exemplu: la gips (100) la albit (010);

— *macle prin hemitropie paralelă*, în care unul din indivizi este rotit cu 180° față de celălalt în jurul unei axe care este cuprinsă în planul de asociere. Pentru a caracteriza o macă prin hemitropie paralelă este necesar ca pe lângă planul de macă să se indice și axa de macă, direcția fixă. Poziția planului de macă poate varia în raport cu compoziția chimică a mineralului, fiind o față posibilă dintr-o zonă determinată de direcția axului de macă și planul de asociere. Exemple: macla Carlsbad A (001)/(010), macla Ala B [100] (010);

— *macla prin hemitropie complexă*, în care aceasta este rezultatul combinării unei hemitropii normale cu o hemitropie paralelă, având același plan de macă. Macla se notează prin axa de macă și prin planul de asociere în modul următor: Albit-Carlsbad [001]/(010)

2.8.2. MODUL DE DEZVOLTARE A MACLELOR

În raport de modul în care indivizii sunt concreșcuți, se disting *macle de alipire* sau *juxtapunere* și *macle de întrepătrundere* sau de *penetrație*. La primele, planul de asociere este o suprafață netedă, iar la celelalte asocierea se face după o suprafață cu totul neregulată.

La unele macle de alipire se observă adesea o repetare a indivizilor maclați; după felul de repetare deosebim *macle alternante* sau *macle polisintetice* (la albit, periclin etc.) și *macle ciclice* (la rutil, aragonit etc.).

În cazul maclelor de întrepătrundere edificiul maclei ia aspectul unui singur cristal cu simetrie modificată față de a cristalului nemaclat, fie în același sistem, fie într-un sistem cristalografic diferit. În primul caz este vorba de *macle prin meriedrie*, iar în cazul al doilea de *macle mimetice*.

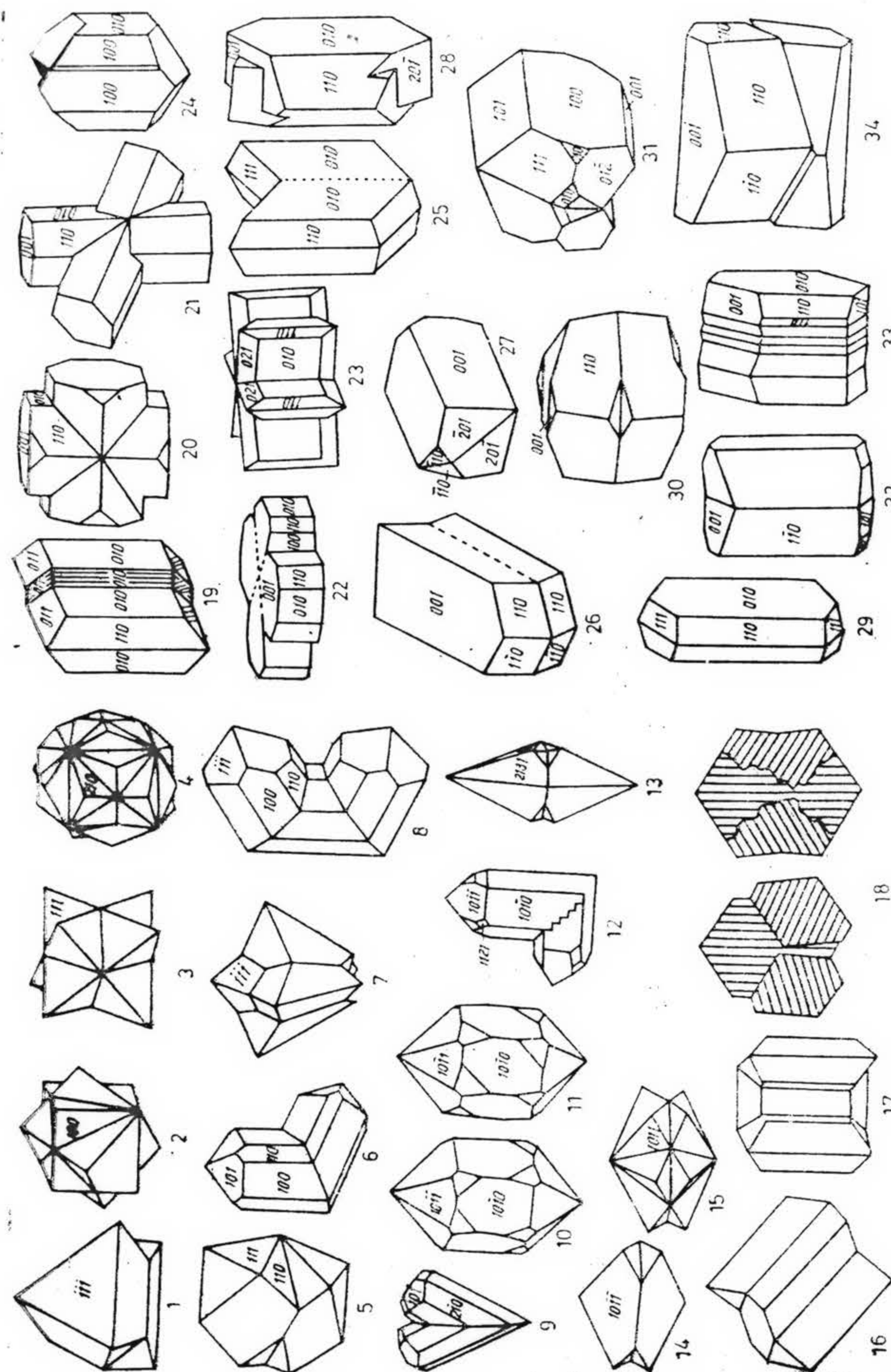


Fig. 11.13. Principalele tipuri de macle:

1 — macă după (111) (spinel); 2 — macă formată din două cuburi unite după A^3 (fluorină); 3 — macă formată din doi tetraedri (diamant); 4 — macă în cruce formată din doi dodecaedri pentagonali (pirită); 5 — macă în vizieră sau cioc de staniu (cassiterit); 6 — macă în genunchi (rutil); 7 — macă hausmannitului; 8 — macă ciclică (rutil); 9 — macă în formă de inimă (rutil); 10 — macă Dauphine (cuarț); 11 — macă de Brazilia (cuarț); 12 — macă de Japonia (cuarț); 13 — macă din doi scalenodri (calcit); 14 — macă din doi romboedri (calcit); 15 — macă din doi romboedri (dolomit); 16 — macă polisintetică (aragonit); 17 — macă ciclică (aragonit); 18 — secțiuni prin cele două forme ale maclei pseudocubice (aragonit); 19 — macă polisintetică (aragonit); 20 — macă în cruce (staurolit); 21 — macă Sf. Andrei (staurolit); 22 — macă bournonitului; 23 — macă ceruzitului; 24 — macă după (100) (augit); 25 — macă după (100) (gips); 26 — macă de Manebach (001) (ortoză); 27 — macă de Baveno (021) (ortoză); 28 — macă de Carlsbad (010) (ortoză); 29 — macă după (100) (skolezit); 30 — macă după (001) (titănit); 31 — macă după (100) (skolezit); 32 — macă după (010) (albit); 33 — macă după (010) (albit); 34 — macă periclinului [axa de macă 010] (piegiclar).

2.8.3. EXEMPLE DE MACLE

Sistemul triclinic: macula albitului (010), macula periclinului [010]/(001) (100), macula albit — Carlsbad [001]/(010) etc.

Sistemul monoclinic: macula gipsului (100); (101); macula augitului (100), macula hornblendei (100), macula ortozei de tip Manebach (101), Baveno (021), Carlsbad A [001]/(010), Carlsbad B [001]/(100) etc.

Sistemul rombic: macula aragonitului (110), polisintetică (110) și ciclică (110), determinând habitus hexagonal, macula crisoberilului de penetrație (031), macula staurolitului care este o maculă în cruce de 60° după (232) sau de 90° cu plan de maculă (032) etc.

Sistemul tetragonal (pătratic): macula casiteritului (101), macula zirconului (111), macula rutilului (101).

Sistemul trigonal: macula calcitului (0001) și (0112), macula cuarțului de tip Dauphine, de tip Braziliană și macula de tip Japoncă etc.

Sistemul cubic: macula fluorinei, macula spinelului (111), macula magnetitului (111), macula piritei.

Principalele tipuri de macle ale mineralelor sunt redată în fig. II.13.

3. MINERALOGIE

Cei mai mulți mineralogici consideră ca *mineral* substanțele anorganice formate pe cale naturală, care sunt în majoritate solide, cu o compoziție chimică definită și cristalizată. Sunt admise ca minerale și mercurul nativ (lichid), care apare întotdeauna asociat cu cinabru într-o serie de zăcămintele, apă, unele substanțe omogene produse de plante și animale, uneori chiar și unele solide omogene care se acumulează sub formă de „pietre”, în diferite organe interne animale.

Mineralul este un compus caracterizat printr-o formulă chimică, care poate fi simplă sau complexă, în funcție de numărul elementelor prezente în constituția sa și de proporția în care sunt combinate; multe minerale pot varia în compoziție, deci compoziția chimică nu este totdeauna fixă, dar aceste variații au loc în general în limite definite.

În marea lor majoritate mineralele sunt cristalizate; există însă și un număr redus de minerale amorfe (0,2% din totalitatea mineralelor).

3.1 PROPRIETĂȚILE FIZICE ALE MINERALELOR

Pentru identificarea mineralelor deosebit de importantă este cunoașterea proprietăților fizice ale acestora. Principalele proprietăți fizice, care constituie elemente

caracteristice pentru recunoașterea mineralelor, pot fi grupate în câteva categorii: morfologice, mecanice, optice, termice, electrice, magnetice, la care se adaugă greutatea specifică și radioactivitatea.

3.1.1. PROPRIETĂȚI MORFOLOGICE

Din punct de vedere morfologic mineralele cristalizate sunt caracterizate prin combinația de fețe care îmbracă mineralul numită *tracht*, precum și modul de dezvoltare relativă a fețelor sale, lățimea și lungimea acestora definite prin noțiunea de *habitus*.

3.1.1.1. Morfologia indivizilor cristalizați

Habitusul cristalelor. Plecând de la faptul că, în spațiu, orice corp prezintă trei dimensiuni, putem distinge:

— cristale dezvoltate într-o direcție: habitus *columnar* (ex. cuarț, turmalină); habitus *prismatic* (ex. piroxeni, amfiboli); habitus *bacilar* și habitus *acicular* (ex. stibină, rutil); habitus *fibros* (ex. azbest);

— cristale cu forme de dezvoltare după două direcții: habitus *tabular* (ex. sanidină); habitus *lamelar* (ex. oligist); habitus *foios* sau *solzos* (ex. mize, clorite, minerale argiloase, mize uranifere);

— cristale dezvoltate în mod egal în cele trei direcții: habitus *izometric* (ex. granați, fluorină, galenă, pirită).

Trachtul mineralelor. Anumite minerale prezintă o combinație de fețe atât de caracteristică, încât ea poate deveni un indiciu pentru recunoașterea lor: *dodecaedri romboidali* (granați), *cuburi* (pirită, halit), *cetcaedri* (magnetit), *dodecaedri pentagonali* (pirită) etc.

Habitusul și trachtul principalelor minerale sunt redată în tabelul II.2.

Habitusul și trachtul mineralelor

Tabelul II.2

1. Sistemul cubic

Cub: galenă, pirită, argentit, cuprit, uraninit, halit, fluorină, diamant.

Oetadru: diamant, aur, cuprit, spinel, magnetit, franklinit, fluorină.

Dodecaedru: cupru, magnetit, lazurit, granat, diamant.

Piritoedru: pirită, cobaltină.

Trapezoedru: analcit, granat.

Forme compacte, pepite, dendritice: aur, argint, cupru, platină, argentit, bornit, skutterudit, smaltină, cloantit, uraninit, sodalit, lazurit.

2. Sistemul tetragonal

Bipiramidă pătratică: casiterit, scheelit, wulfenit, apofilit, zircon.

Prisme pătratice: apofilit, scapolit, vezuvian, zircon.

Tetraedru: calcopirită.

Prismă tabulară: torbernit, autunit, wulfenit.

Pseudotrapezoedru: leucit.

Pseudocub: apofilit.

Forme compacte: piroluzit, casiterit.

Tabelul II.2. (continuare)

3. Sistemul hexagonal

Prismă hexagonală: pirargirit, proustit, corindon, apatit, piromorfit, mimetit, vanadinit, cuarț, beril, calcit, millerit.

Bipiramidă hexagonală: corindon.

Hexagonal tabular: molibdenit, pirotină, covelină, corindon, hematit, beril, ilmenit, apatit.

Prisme hexagonale: wurtzit.

4. Sistemul trigonal

Romboedru: cinabru, hematit, calcit, siderit, dolomit, chabazit.

Scalenoedru: calcit, rodocrozit, smithsonit.

Prismă trigonală: diopiaz, turmalină, willemitt.

Trigonal tabular: benitoit, fenacit.

Masiv: arsen, allemontit, bismut, stibiu, brucit.

5. Sistemul rhombic

Prismă: löllingit, enargit, bournonit, crisoberil, ceruzit, aragonit, baritină, anglezit, adamit, wavellit, danuburit, natrolit, stibină.

Prismatic bipiramidal: sulf, olivină, andaluzit, topaz, staurolit.

Tabular: sulf, calcozină, marcasită, enargit, hemimorfit, columbit, tantalit, stronțianit, baritină, celestină, anglezit.

Lamelar: diaspor, goethit, stronțianit.

Pseudohexagonal tabular: calcozină, crisoberil, ceruzit, witherit, aragonit.

Tabular dințat: bournonit.

Acicular: descloizit, mottramit.

Masiv: goethit, variscit, cordierit, olivină, prehnit.

6. Sistemul monoclinic

Prismă: realgar, manganit, azurit, gips, vivianit, tremolit, actinot, spodumen, epidot, clinozoizit.

Columnar: wolframit, ortoză, hornblendă, diopsid.

Lamelar: vivianit, critrină, hübnerit, tremolit, sfen.

Aseușit: auripigment, azurit, gips, monazit, wolframit, sfen.

Acicular: tremolit, crocoit.

Pseudoromboedrie: mispichel, colemanit, datolit.

Pseudobipiramidal: lazulit.

Pseudohexagonal tabular: muscovit, flogopit, biotit, lepidolit, clorit.

Masiv: malachit, annabergit, scorzalit, serpentină, actinot, jadeit.

7. Sistemul triclinic

Columnar: microclin, rodonit.

Lamelar: albit, disten.

Aseușit: axinit.

Masiv: ulexit, pectolit, turcoază, rodonit.

Striațiile fețelor. Uneori fețele nu sînt perfect netede, prezentînd unele striatii orientate paralel sau intersectate între ele. Alteori striatiile sînt paralele între ele precum și paralele cu alungirea cristalului (turmalina) sau sînt paralele între ele dar perpendiculare pe direcția de alungire a cristalului (cuarț).

Originea striatiilor este rezultatul fie a repetării multiple ale unor fețe vecine înguste, fie rezultatul maclării polisintetice.

3.1.1.2. Aspecte morfologice ale concreșterilor orientate de minerale

Concreșterile de minerale aparținînd aceleiași specii minerale se prezintă sub formă de asocieri regulate, simetrice sau neregulate.

Concreșteri regulate prezintă ca tipuri principale: concreșterile paralele (fig. II.14), formele scheletice (fig. II.15), sferoidale și axiolitele.

Concreșteri simetrice sînt concreșteri de două sau mai multe cristale aparținînd acelorași specii minerale și orientate unul față de altul după legi bine determinate; ele se numesc *macle*.

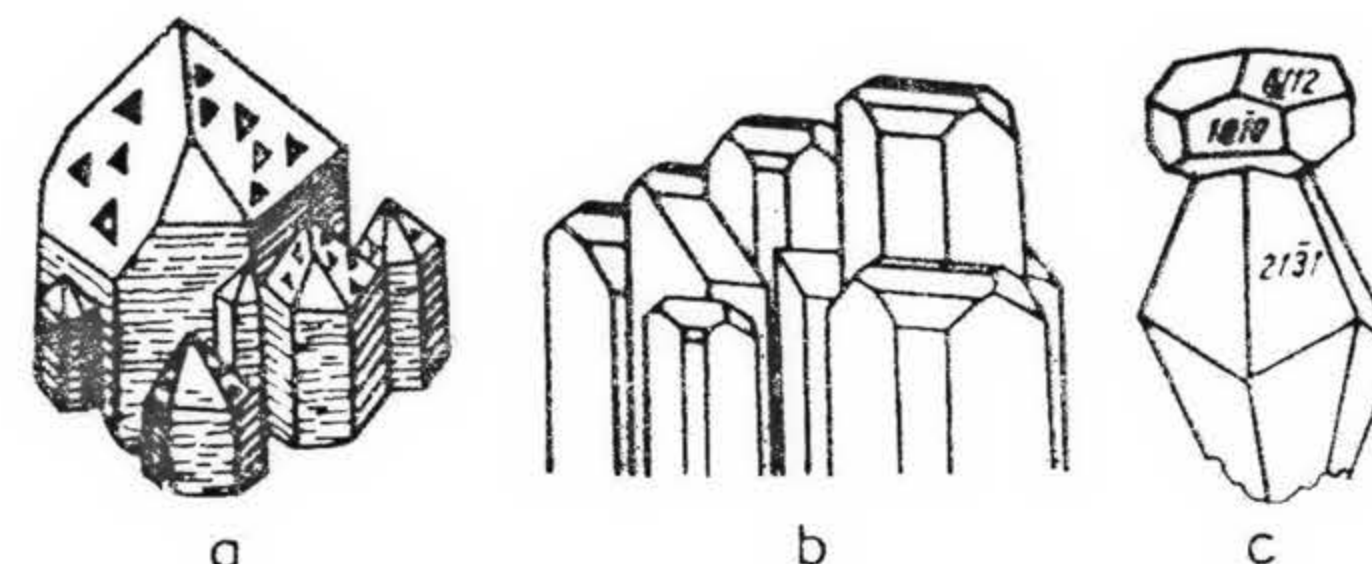


Fig. II.14. Concreșteri paralele:

a — cristale de cuarț; b — cristale de baritină; c — cristale de calcit

Concreșteri neregulate. În majoritatea cazurilor mineralele formează agregate granulare fără forme proprii (xenomorfe) denumite *fanero cristaline* cînd le deosebim cu ochiul liber și *micro* sau *criptocristaline* cînd componentele pot fi sesizate doar la microscop. Uneori prezintă aspecte morfologice caracteristice și definitorii (ex. stalactitele, stalagmitele, agregatele mamelonare, formațiunile reniforme (fig. II.16) etc.).

Concreșteri de minerale aparținînd unor specii minerale diferite. În această categorie intră epitaxia și pseudosferolitele.

— *Epitaxia* este asocierea unor specii minerale diferite condiționată de depunerea paralelă a unor elemente de simetrie ale unui mineral față de elementele de simetrie ale altui mineral cristalizat în altă clasă sau sistem de simetrie (ex.: concreșterea dintre CaCO_3 și NaNO_3 , dintre albit și ortoză, dintre pirită și galenă, fig. II.17).

— *Pseudosferolitele* sînt forme exterioare care se aseamănă cu cele ale sferolitelor, distincția fiind arătată de coexistența în perimetrul dat a mai multor specii de minerale. Se deosebesc după componente și ambianță geologică: variolite, felsosferite, litofize, chondre.

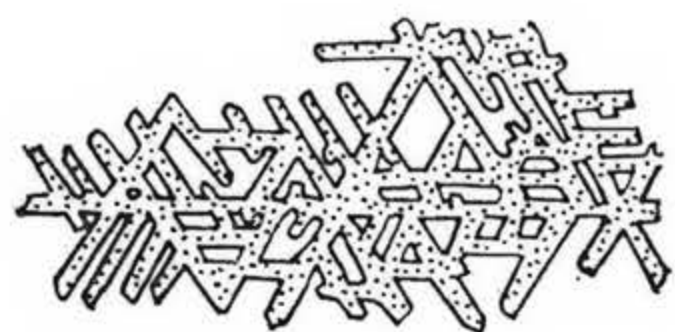


Fig. II.15. Dendrite de aur congrescute regulat în planul feței de octaedru.

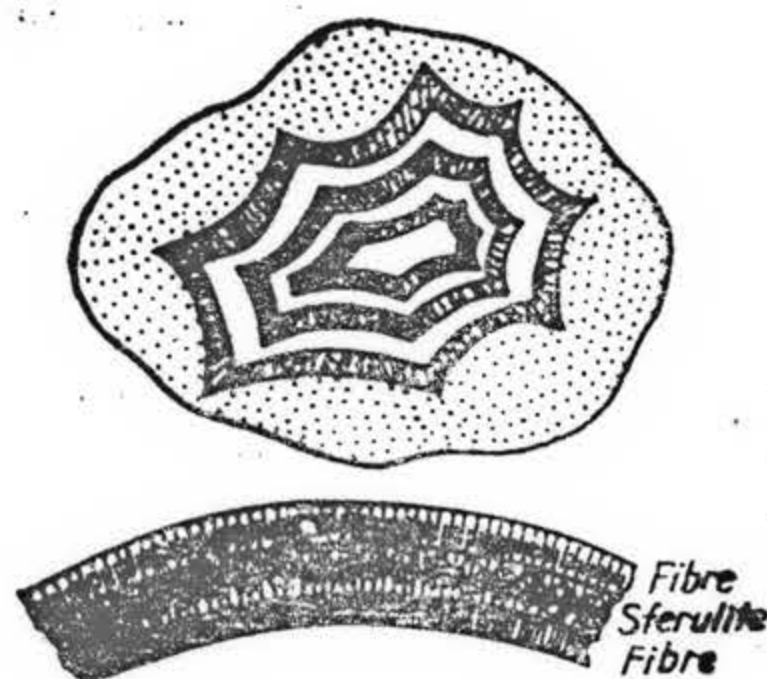


Fig. II.16. Concreșteri neregulate rezultate prin cristalizarea substanțelor coloidale prin depuneri ritmice.

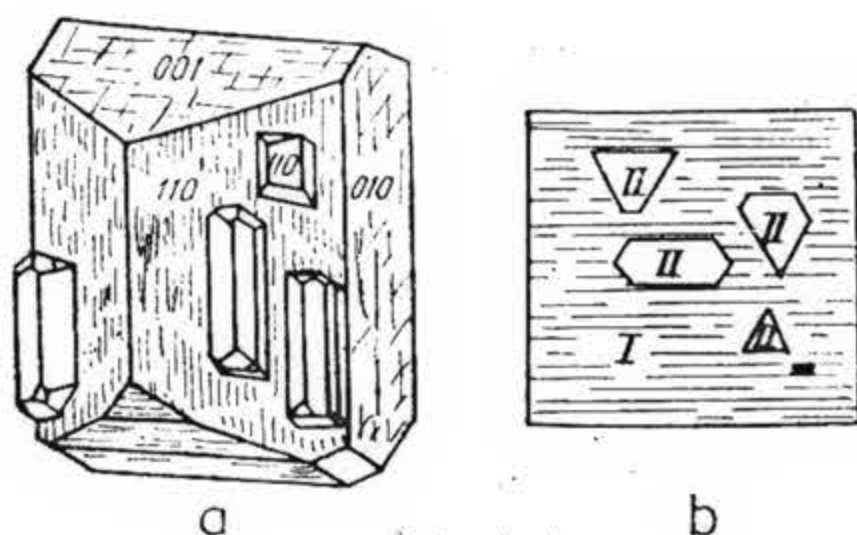


Fig. II.17. Concreșteri epitaxiale dintre albit și ortoză (a) și dintre pirită și galenă, (b).

3.1.1.3. Alte aspecte legate de morfologia mineralelor

Paramorfismul mineralelor apare cînd are loc o transformare polimorfă într-un mineral bine conturat (ex.: aragonit după calcit; cuarț α după cuarț β).

Pseudomorfismul mineralelor presupune o înlocuire parțială sau totală a mineralului primar, care poate implica cîștig sau pierdere din material; de ex.: cupru după cuprit (pierdere de O_2), anhidrit după gips (pierdere de H_2O) etc.

3.1.2. PROPRIETĂȚI ÎN LEGĂTURĂ CU COEZIUNEA

3.1.2.1. Duritatea mineralelor

Prin duritatea mineralelor înțelegem gradul de rezistență pe care acestea îl opun unei acțiuni mecanice exterioare. În funcție de specificul acestei acțiuni se deosebesc duritatea la zgîriere, șlefuire și penetrație. Duritatea depinde de particularită-

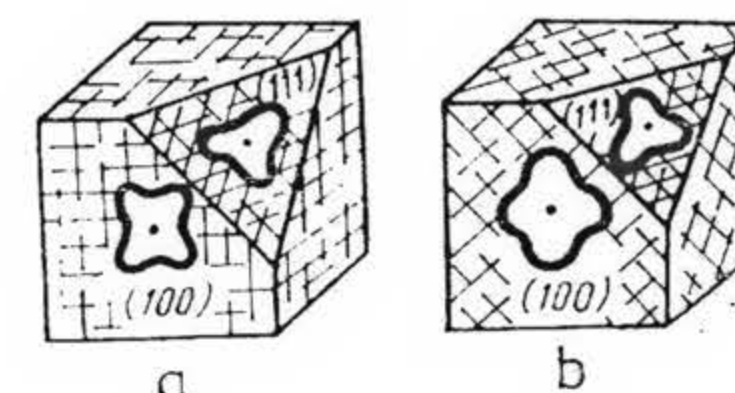


Fig. II.18. Variația durității:

a — halit pe fața (100) și pe fața (111);
b — fluorină pe fața (100) și pe fața (111)

țile structurii mineralelor, valorile durității acestora variînd pe diferite fețe ale aceluiași mineral (fig. II.18), și de direcțiile de clivaj (fig. II.19).

Pentru determinarea durității unui mineral, în cele mai multe laboratoare se recurge la o metodă simplă care constă în zgîrierea acestuia cu ajutorul altui mineral, urmărind ca diferența de duritate să se aprecieze pe baza unei scări întocmită de mineralogul F. Mohs în 1812¹⁾.

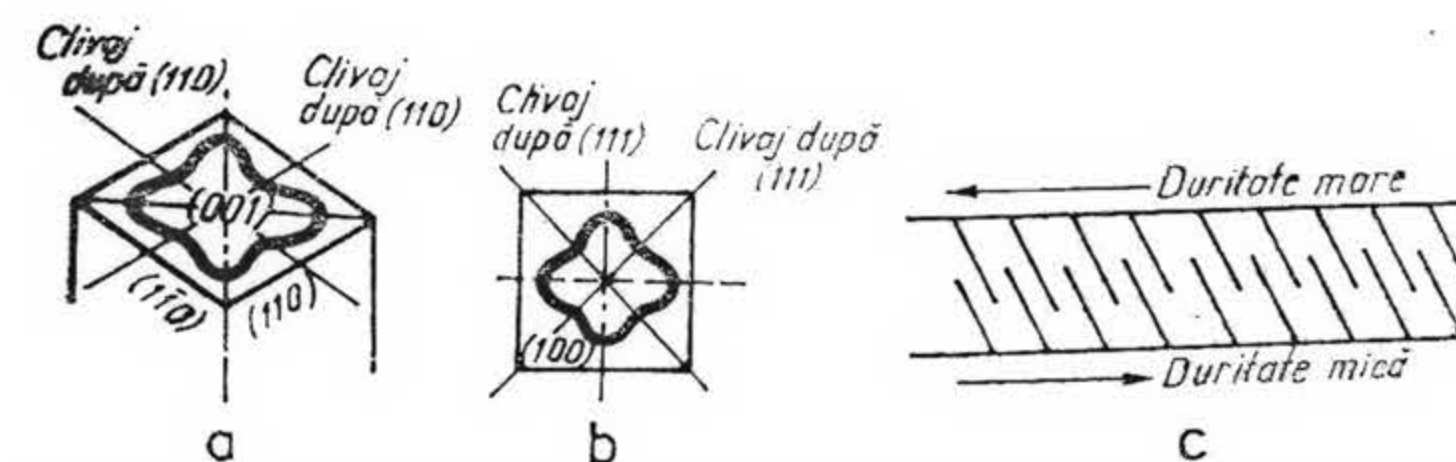


Fig. II.19. Dependența durității în raport cu direcțiile de clivaj la baritină (a), fluorină (b) și de sensul zgîrierii (c).

Scara lui Mohs cuprinde 10 minerale etalon, selecționate după criteriul frecvenței lor în natură sau a caracterului deosebit de accentuat al durității lor și înseriate în ordinea crescîndă a durității: talc, gips, calcit, fluorină, apatit, ortoză, cuarț, topaz, corindon, diamant.

¹⁾ Această scară a fost completată ulterior de Breithaupt la 12 trepte de duritate prin intercalarea biotitului între gips și calcit și a amfibolului între fluorină și apatit.

Gradele de duritate sînt arbitrare. Creșterea durității neprezentînd o funcție liniară, diferențele de duritate dintre două grade succesive sînt inegale. Duritatea reală a termenilor din scara lui Mohs corespunde următorului ordin de mărime: 1 — talc (1); 2 — gips (41,5); 3 — calcit (148,5); 4 — fluorină (165); 5 — apatit (214,5); 6 — ortoză (1 221); 7 — cuarț (3 960); 8 — topaz (5 775); 9 — corindon (33 000); 10 — diamant (4 620 460).

Cu toate aceste limitări, scara lui Mohs este totuși utilă deoarece cele mai multe minerale prezintă deosebiri de duritate remarcabile și se repartizează aproximativ egal în lungul scării de duritate. Astfel oxizii, hidroxizii și silicații se repartizează în domeniul valorilor 6—8, carbonații, sulfatii, fosfații, sulfurile au duritate între 3—5, iar în partea inferioară a scării durității se plasează mineralele solubile în apă (halogenuri). În acest mod, prin folosirea scării lui Mohs, investigațiile efectuate în determinările de minerale pot fi mult simplificate.

Consecințele diferențierii mineralelor prin duritate. Diferențele de duritate pot explica comportarea mineralelor în unele procese petrogenetice. Astfel, în procesele de formare a rocilor sedimentare detritice s-a observat că mineralele dure pot forma acumulări care uneori prezintă importanță economică, constituind zăcăminte detritice (diamant, casiterit, topaz, safir, rubin, zircon, crisoberil). Majoritatea acumulărilor de pietre prețioase s-au constituit în cadrul unor astfel de tipuri genetice.

În procesele de formare a rocilor metamorfice, gradul de dezvoltare a cristalelor și posibilitatea de a-și constitui forme proprii depind de forța de cristalizare a mineralului. S-a demonstrat că ea este funcție de structura cristalului. Întrucît însă, aceasta este mai dificil de cunoscut, s-a remarcat relația dintre forța de cristalizare și duritatea mineralelor; mineralele cu duritate mare au și o forță de cristalizare mare. Așa de pildă granații care au duritate mare prezintă conture euhedrale, spre deosebire de micile subhedrale care mulează conturul idioblastelor de granat.

Tabelul II.3

Duritatea mineralelor după Mohs

Duritatea (Mohs)	Denumirea minereului	Duritatea (Mohs)	Denumirea mineralului
1	Talc	2—2,5	Proustite Cinabru Argentit Bismut Autunit Torbernit Clorit
1—2	Grafit		
1—1,5	Molibdenit		
1,5—2	Covelină Realgar Auripigment Vivianit	2,5	Galenă Pirargirit Halit Brucit
1,5—2,5	Sulf Eritrină		
2	Stibină Gips	2,5—3	Aur Argent Cupru Bournonit

Tabelul II.3 (continuare)

Duritatea (Mohs)	Denumirea mineralului	Duritatea (Mohs)	Denumirea mineralului
2,5—3	Calcozină Anglezit Crocoit Vanadinit Wulfenit Biotit Lepidolit	4	Chabazit Stibină
		4—4,5	Platină Smithsonit Wolframit
		4,5	Colemanit Hemimorfit Harmoton
2,5—4	Muscovit	4,5—5	Scheelit Apofilit
2,5—5	Serpentină		
3	Enargit Bornit Ceruzit Olivină	4,5—6,5	Disten
		5	Apatit Diopiaz Analcit
3—3,25	Calcit	5—5,5	Goethit Monazit Lazurit
3—3,5	Stibină Millerit Witherit Baritină Celestină		
		5—6	Ilmenit Uraninit Actinot Tremolit
3—4	Heulandit	5,5	Cobaltină Löllignit Datolit Willemit
3—4,5	Tetraedrit		
3,5	Arsen Stronțianit	5,5—6	Arsenopirită Skutterudit Lazulit Natrolit Leucit
3,5—4	Blendă Calcopirită Wurtzit Cuprit Siderit Rodocrozit Dolomit Malachit Azurit Wavelit Piromorfit		
		5,5—6,5	Opal
		6	Magnetit Ortoză Albit Nefelin Sodalit Scapolit Hornblendă Diopsid
3,5—4,5	Pirotină		
4	Manganit Fluorină Aragonit		

Tabelul II.3 (continuare)

Duritatea (Mohs)	Denumirea mineralului	Duritatea (Mohs)	Denumirea mineralului
6	Rodonit Olivină Sfen	7	Cuarț Cordierit Danburit Epidot Clinozoit Staurolit
6–6,5	Marcasită Pirită Columbit Tautolit Rutil Piroluzit Benitoit	7,25	Pirop Grossular Spessartin
6–7	Casiterit Zircon	7,5	Andaluzit Turmalină Almandin
6,5	Hematit Microclin Jadeit Vezuvian Andradit Prehnit	7,5–8	Fenacit
6,5–7	Diaspor Axinit	8	Spinel Topaz Beril
6,5–7,5	Spodumen	8,5	Crisoberil
		9	Corindon
		10	Diamant

Cunoașterea durității mineralelor prezintă și importanță practică atât în determinarea acestora pe baza valorilor durității lor (tabelul II.3) cât și într-o serie de operații tehnologice cum ar fi șlefuirea pietrelor prețioase și semiprețioase sau la orientarea diamantelor în coroanele de foraj. Practica a demonstrat că unele cristale de diamant sunt foarte rezistente, iar această rezistență depinde de orientarea cristallului. La diamante duritatea cea mai mare corespunde fețelor de octaedru (111) care, conform structurii, au cea mai mare densitate reticulară. Fețelor (110) le corespund valori intermediare, iar fețelor (001) le corespund valorile cele mai mici. Prin folosirea unor cristale de diamant cu orientarea corectă și anume cu axul (111) puțin înclinat față de direcția de forare și axul de rotire, consumul scade de la 0,422 karate pe metru forat în cazul coroanelor cu cristale neorientate, la 0,254 karate pe metru forat în cazul coroanelor cu cristale orientate. Aceasta conduce și la o scădere considerabilă a contravalorii uzurii coroanei de foraj.

3.1.2.2. Clivajul mineralelor

Clivajul este o proprietate fizică caracteristică mineralelor cristalizate, care constă în divizarea sau desfacerea mai lesnicioasă sau mai anevoioasă a acestora după suprafețe mai mult sau mai puțin plane, atunci când sunt solicitate la apăsare prin lovire după o direcție perpendiculară pe una din direcțiile de coeziune minimă. Coeziunea variază cu direcția și indică proprietatea de discontinuitate. Această proprietate se manifestă pe orice fragment de mineral, chiar dacă acesta este lipsit de formă cristalografică și nu depinde de condițiile în care se realizează cristalizarea. Pentru același mineral clivajul se produce întotdeauna după aceeași direcție.

Calitatea clivajului depinde de particularitățile specifice coeziunii; de aceea, la stabilirea calității clivajului se ia în considerare tipul liniilor de clivaj (drepte, întrerupte, deviate) și calitatea suprafețelor de clivaj (netede sau mai puțin netede) obținute în momentul spargerii. Clivajul depinde de mai mulți factori: de densitatea planelor reticulare, de natura forțelor de legătură internodale și interplane, de tipul de rețea etc. Într-un cristal, din punct de vedere al coeziunii pot exista mai multe direcții de minime și maxime valori; de aici, specific pentru unele cristale, existența unei singure direcții de clivare, față de alte specii de cristale la care se deosebesc două sau mai multe direcții de clivare, direcțiile în cristal fiind neechivalente, iar natura clivajului fiind diferită (v. fig. II.20 și anexa II.1).

3.1.2.3. Elasticitatea și plasticitatea

Elasticitatea este proprietatea pe care o are un corp solicitat la acțiuni mecanice exterioare care nu depășesc o anumită intensitate corespunzătoare limitei de elasticitate a cristallului, revenind astfel la forma lui inițială, odată cu încetarea acțiunii forțelor mecanice care au acționat.

Pentru a putea compara elasticitatea diferitelor minerale, se determină *coeficientul de elasticitate* sau inversul acestuia, *modulul de elasticitate*.

Experiența ne arată că la corpurile amorfe elasticitatea este aceeași în toate direcțiile, pe când la toate corpurile cristalizate ea variază cu direcția (fig. II.21). Valoarea elasticității poate fi folosită la recunoașterea unor minerale. Astfel deosebim: minerale care se îndoaie puternic fără a-și pierde elasticitatea (ex. micel); minerale care se îndoaie și rămân îndoite (ex.: gipsul, talcul, cloritul, aurul; minerale care se îndoaie foarte ușor (sunt maleabile, ca de ex.: aurul, argintul, cuprul, calcozina, argentitul; minerale cu coeziune mică (sunt casante, ca de ex.: stibiul, cuarțul, tetraedritul etc.). Coeficienții de dilatare pentru câteva minerale comune sunt dați în tabelul II.4.

Proprietățile plastice sunt remarcate la mineralele cristalizate solicitate unilateral fără a depăși limitele lor de coeziune, dar care rămân la o formă deformată și după încetarea forțelor externe care au acționat. În unele cazuri, la unele minerale se constată și deplasări treptate a unor porțiuni din masa lor, deci alunecări în trepte (translații), efecte cu aspect de deformări plastice. Translația se petrece într-un anumit plan; într-o anumită direcție planul de translație corespunde unor anumite fețe crista-

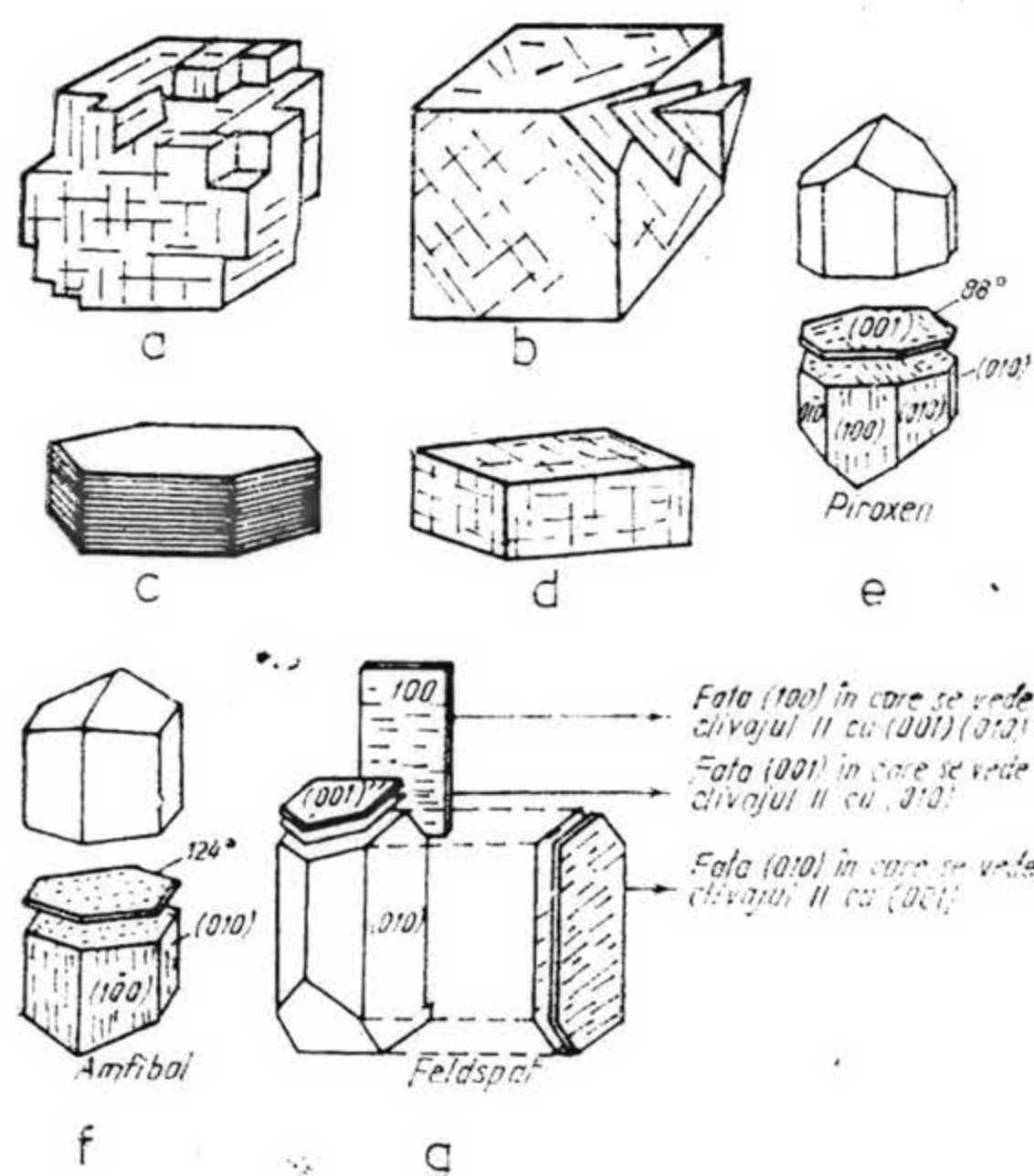


Fig. II.20. Diferite tipuri de clivaj la:

a - halit - cubic; b - fluorină - octaedric; c - mica - bazal; d - baritină - bazal și prismatic; e - piroxen; f - amfiboli - prismatic după două direcții; g - feldspați - prismatic și bazal.

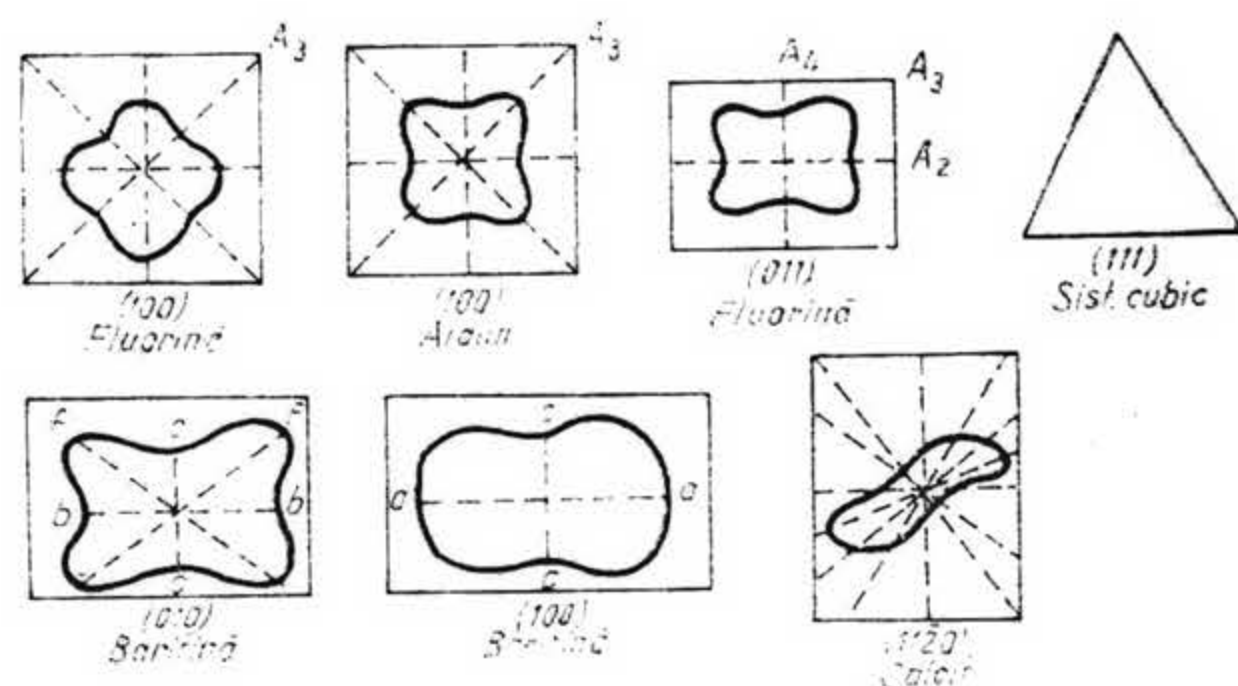


Fig. II.21. Curbe de elasticitate obținute pe diferite fețe cristalografice la diferite minerale.

lografice cu indici mici și care nu se confundă cu planele de clivaj, iar direcția de deplasare este un șir reticular cu parametri mici. Capacitatea de translație este egală în ambele sensuri ale aceleiași direcții.

Tabelul II.4

Coeficienții de dilatare liniară la diferite minerale

Sistemul	Substanța	β	Sistemul	Substanța	β
Cubic	Halit	$40 \cdot 10^{-6}$	Monoclinic	Epidot	$9,13 \cdot 10^{-6}$ $0,34 \cdot 10^{-6}$ $10,86 \cdot 10^{-6}$
	Fluorină	$10 \cdot 10^{-6}$			
	Cupru	$20 \cdot 10^{-6}$			
	Arginit	$20,5 \cdot 10^{-6}$			
	Platina	$11,3 \cdot 10^{-6}$			
	Fier	$14,5 \cdot 10^{-6}$			
Tetragonal	Aluminiu	$23,6 \cdot 10^{-6}$		Augit	$13,83 \cdot 10^{-6}$ $2,73 \cdot 10^{-6}$ $7,91 \cdot 10^{-6}$
	Zircon	$44,3 \cdot 10^{-6}$ $23,3 \cdot 10^{-6}$			
Trigonal	Calcit	$26,21 \cdot 10^{-6}$		Gips	$41,63 \cdot 10^{-6}$ $1,57 \cdot 10^{-6}$ $29,33 \cdot 10^{-6}$
	Cuarț	$5,4 \cdot 10^{-6}$ $7,81 \cdot 10^{-6}$ $14,19 \cdot 10^{-6}$			
Rombic	Aragonit	$34,60 \cdot 10^{-6}$ $14,19 \cdot 10^{-6}$ $10,11 \cdot 10^{-6}$			
	Topaz	$5,42 \cdot 10^{-6}$ $4,84 \cdot 10^{-6}$ $4,14 \cdot 10^{-6}$			

3.1.3. PROPRIETĂȚI OPTICE

În explicarea proprietăților optice (macroscopice) ale mineralelor se apelează atât la teoria corpusculară cât și la teoria ondulatorie a luminii.

Culoarea, luciul, transparența, luminescența mineralelor rezută în principal din absorbția energiei radiante în domeniul vizibil. Prin intermediul echipamentelor moderne de cercetare s-a putut sesiza că spectrul de absorbție al mineralelor este în strinsă legătură cu tipurile de ioni/atomii prezenți în rețeaua cristalină a mineralelor și cu tipurile de legături chimice care se stabilesc între particulele din rețea.

3.1.3.1. Culoarea și urma mineralelor

Culoarea. Mineralogii disting trei clase principale de compuși colorați: compuși colorați idiocromatic, alocromatic și pseudocromatic.

Culoarea ideocromatică (*idios* = propriu) se explică prin:

— existența și constituția chimică fundamentală a unui cromofor (element chimic cu absorbție puternică în câmpul orbitalilor), ex. olivină;

— apariția unor aspecte particulare în rețeaua cristalină datorită transferului de sarcină de la ion, care îmbracă o nouă configurație electronică (ex. halitul albastru).

— prezența unor grupe de ioni suplimentari care se plasează în intervale libere ale rețelei cristaline (Cl^{1-} , SO_4^{2-} , CO_3^{2-}), ex. lazuritul.

Culoarea alocromatică (*allos* — străin) este determinată fie în urma unei substituiri a unui element major incolor prin un element minor din grupa cromoforilor, fie datorită impurităților mecanice introduse în mineralul gazdă (ex: cuarțul fumuriu — morion, violet — ametist, calcitul roșu sau roz, sarea roșie etc.).

Culoarea pseudocromatică este prezentă la unele minerale sub forma unui joc de culori determinat de reflexia și interferența undelor luminoase pe suprafețele interioare ale planelor de clivaj și suprafețe de separație (ex: labradorul).

În practică, pentru determinarea culorii se recurge la aprecieri comparative cu culoarea unor obiecte sau substanțe binecunoscute. Pentru diferențierea mai exactă a culorii se utilizează și denumiri duble: alb-lăptos, galben de miere, galben de alamă, roșu-carmin, verde de smarald, verde de măr etc. (tabelul II.5).

Culoarea urmei. Prin culoarea urmei se înțelege culoarea pulberii fine a unui mineral. La unele minerale culoarea pulberii coincide cu cea a mineralului (ex. cinabru are culoarea roșie, iar culoarea urmei sale este tot roșie; la altele culoarea pulberii diferă de cea a mineralului (ex. pirita are culoarea galben de alamă, iar urma ei este neagră)

Tabelul II.5

Luciul și culoarea macroscopică a mineralelor

Luciu metalic

Alb de staniu sau argintiu: argint, arsen, allemontit, mercur, arsenopirită, löllingit, bismut, cobaltină, skutterudit, smaltină.

Alb-argintiu-cenușiu: galenă, stibină.

Cenușiu de oțel: platină, bournonit.

Cenușiu-albăstrui: galenă, molibdenit, stibină.

Cenușiu-închis: platină, enargit, grafit, calcozină, covelină, bornit.

Roșu de cupru: cupru.

Roșu-cenușiu: bornit.

Galben-bronziu: calcopirită, pirită, marcasită, pirotină, millerit.

Galben-auriu: aur, calcopirită.

Luciu semimetalic

Negru: hematit, ilmenit, rutil, uraninit, manganit, wolframit, goethit, magnetit, grafit, enargit, tantalit, columbit, piroluzit, calcozină.

Negru-roșcat sau cafeniu: rutil, goethit, tantalit, hübnerit.

Roșu-negricios: rutil, pirargirit.

Tabelul II.5 (continuare)

Luciu adamantin

Negru: casiterit, rutil, zircon, blendă, diamant.

Alb sau incolor: diamant, ceruzit, zircon, casiterit, scheelit, anglezit.

Cafeniu: sfen, monazit, zircon, vanadinit, wulfenit, casiterit, blendă, rutil, diamant, ceruzit, scheelit.

Roșu-cafeniu: rutil, monazit, blendă, zircon, vanadinit, cuprit.

Roșu: realgar, cinabru, cuprit, rutil, vanadinit.

Portocaliu: crocoit, zircon, wulfenit, scheelit, auripigment.

Galben: sfen, wulfenit, blendă, auripigment, rutil.

Verde: zircon, andradit, vanadinit, sfen, blendă.

Luciu gras

Alb sau incolor: apatit, nefelin, witherit, halit, gips.

Negru-cafeniu: wurtzit.

Cafeniu: axinit, willemite, serpentină, piromorfit.

Portocaliu sau galben: sulf, auripigment, blendă, willemite, serpentină.

Verde: willemite, apatit, piromorfit, serpentină.

Albastru: sodalit.

Luciu sticlos

Negru: spinel, cuarț, opal, hornblendă, turmalină, olivină, andradit, fayalit.

Cenușiu: corindon, smithsonit, stronțianit, kernit, wavellit, cuarț, grossular.

Alb sau incolor: corindon, diaspor, fluorină, dolomit, smithsonit, hemimorfit, aragonit, stronțianit, kernit, ulexit, colemanit, baritină, celestină, gips, leucit, albit, opal, cuarț, microclin, scapolit, stilbit, analcit, natrolit, tremolit, jadeit, beril, forsterit, topaz, grossular.

Cenușiu: corindon, diaspor, crisoberil, calcit, siderit, smithsonit, andradit, dolomit, baritină, cuarț, opal, stilbit, axinit, turmalină, epidot, clinozoizit, fayalit, andaluzit, topaz, staurolit, almandin, grossular.

Roșu: corindon, diaspor, spinel, fluorină, turmalină, rodocrozit, opal, andaluzit, almandin, spessartin, grossular, microclin, scapolit, chabazit, beril.

Portocaliu: corindon, calcit, stilbit, topaz, spessartin.

Galben: corindon, crisoberil, fluorină, calcit, smithsonit, aragonit, colemanit, baritină, apatit, cuarț, opal, ortoclaz, scapolit, spodumen, beril, topaz, andradit, datolit.

Verde: corindon, spinel, crisoberil, fluorină, smithsonit, vivianit, beril, olivenit, adamit, apatit, wavellit, opal, microclin, tremolit, actinot, fayalit, olivină, epidot, vezuvian, turmalină, diopiaz, jadeit, spodumen, grossular, andaluzit, datolit, andradit.

Tabelul II.5 (continuare)

Albastru: corindon, spinel, fluorină, smithsonit, azurit, baritină, celestină, vivianit, apatit, lazulit, scorzalit, sodalit, benitoit, beril, turmalină, disten, topaz.
Purpurii și violet: corindon, diaspor, spinel, fluorină, vivianit, strengit, apatit, cuarț, spodumen, cordierit, disten.

Luciu sidefos

Alb sau incolor: brucit, gips, apofilit, stilbit, heulandit, muscovit, albit.
Cafeniu: stilbit, muscovit, biolit.
Roșu: eritrină.
Galben-verzui: eritrină.
Galben-verzui: torbernit, autunit.
Albastru: disten.
Purpurii: vivianit.

Luciu mătășos

Albastru: goethit, hematit.
Alb: ulexit, gips, scapolit, tremolit, pectolit, aragonit, calcit, ceruzit, kernit, apatit.
Cafeniu: baritină, calcit.
Roz: scapolit, gips.
Galben: cuarț (ochi de tigru), serpentină (crisotil), gips.
Verde: malachit, actinot, prehnit, wavellit, serpentină, turmalină, diopsid.
Albastru: cuarț (substituind crocidolitul).

Luciu de ceară

Albastru: turcoază.
Verde: turcoază, variscit, opal.

Luciu pământos

Negru: grafit, piroluzit, magnetit, goethit.
Alb: minerale argiloase, anglezit (asociat cu galena).
Cafeniu: goethit, descloizit, staurolit, andaluzit (chiastolit).
Roșu: hematit.
Verde: variscit, turcoază, annabergit, clorit.
Albastru: lazurit.

3.1.3.2. Luciu și transparență

Luciul mineralelor depinde de capacitatea de absorbție a electronilor prezenți în golurile de energie din structura electronică a elementelor constitutive, de coeficientul de absorbție, de indicii de refracție al mineralului și de calitatea suprafeței de reflexie. Pentru mineralele transparente intensitatea reflexiei (R) variază în funcție de indicii de refracție (n). Dependența dintre R și n este exprimată prin relația Fresnel; pentru mineralele transparente

$$R = \frac{(n - 1)^2}{(n + 1)^2},$$

dar pentru mineralele opace unde coeficientul de absorbție (k) este foarte mare,

$$R = \frac{(n - 1)^2 + n^2 k^2}{(n + 1)^2 + n^2 k^2}$$

Influența coeficientului de absorbție este maximă pentru valori $5 < k < 7$ și când putem asista la trecerea de la o categorie de luciu la alta (ex: magnetitul de la luciu adamantin la luciu semimetalic).

Natura luciului este influențată și de calitatea suprafeței cristalului. Pe suprafețe neregulate, sau pe spărturi luciu îmbracă aspecte particulare (ex: luciu gras, luciu de ceară, luciu mătășos, luciu sidefos, luciu mat (v. tabelul II.5)).

Transparența unui mineral depinde de diferența de intensitate a radiației incidente (I_0) și intensitatea luminoasă ieșită din mediu (I).

$$a = I/I_0$$

a fiind coeficientul de transparență.

Coeficientul de transparență depinde de natura chimică a mineralului (structura reticulară, tipurile de legături între particule, structurile învelișurilor electronice) și de natura radiației incidente.

În funcție de valoarea coeficientului de transparență deosebim: minerale *transparente* (cuarțul, spatul de Islanda — calcitul, topazul etc.), minerale *semitransparente* (smaragdul, blenda, cinabru etc.) și minerale *opace* (pirita, grafitul, magnetitul etc.).

Există și minerale care deși transparente sau semitransparente apar opace când nu sînt trecute în foițe subțiri (biotitul, muscovitul, rutilul etc.).

3.1.3.3. Luminescența

Unele minerale pot emite lumină în domeniul vizibil diferită de cea a materiei incandescente. Luminescența este rezultatul energiei absorbite de mineralele cristalizate și care apoi este reemisă ca un proces de iluminare.

Luminescența produsă instantaneu este cunoscută sub numele de *fluorescență*, care dispare o dată cu încetarea acțiunii și activizării; ex. de minerale fluorescente: scheelit, diamant, blendă, greenockit, aragonit, ceruzit, baritină, anglezit, gips, sodalit, autunit. Unele minerale arată o încetare tardivă a fenomenului de luminescență; la

acestea fenomenul este cunoscut sub numele *fosforescență*; ex. de minerale fosforescente: fosfații. Când fenomenul este realizat sub acțiunea căldurii el este cunoscut sub numele de *termoluminescență*; ex. de minerale termoluminescente: diamant, corindon, spineli, cuarț, halit, apatit, zircon, hemimorfit, wollastonit.

În cazul în care privim fenomenul de luminescență și sub aspect chimic deosebim ceea ce numim *chemoluminescență*. Luminescența obținută prin zdrobire poartă numele de *triboluminescență*.

3.1.3.4. Caractere optice microscopice ale mineralelor

Proprietățile optice ale mineralelor constituie calea cea mai eficientă pentru cunoașterea complexă a acestora (mineralele apar în natură frecvent în dimensiuni mult prea reduse pentru identificarea lor macroscopică).

Clasificarea și prezentarea proprietăților optice microscopice poate fi efectuată în diferite moduri, în funcție de felul luminii utilizate, gradul de transparență al mineralului, modul de preparare al probei pentru analiză sau după diferitele particularități ale aparatului și tehnicii de lucru.

Proprietăți optice microscopice ale mineralelor transparente în secțiuni subțiri, examinate în lumină transmisă. Se folosește de regulă lumina polarizată, și anume cu un singur nicol (polarizorul) sau cu doi nicoli (polarizorul și analizorul) ale căror plane de vibrație sunt dispuse perpendicular între ele — nicoli încrucișați.

Cu un nicol se observă conturul, habitusul, clivajul, refrigența, culoarea, pleocroismul, gradul de transparență, pseudoabsorbția, incluziunile, aureolele pleocroice.

Cu doi nicoli se determină: izotropia și anizotropia mineralelor, extincția (dreaptă simetrică, asimetrică), birefringența, poziția direcțiilor de vibrație, alungirea, maclele și structurile zonare.

Proprietățile observate în lumină convergentă sunt legate de figurile de interferență; ele se referă la precizarea anizotropiei și izotropiei mineralelor, stabilirea uniaxității și biaxității optice, determinarea orientării secțiunii de mineral față de indicatricea mineralului, evidențierea caracterului optic pozitiv sau negativ, studiul dispersiei direcțiilor de elasticitate optică (a extincțiilor) și a dispersiei axelor optice, măsurarea unghiului axelor optice (2V). Proprietățile microscopice ale principalelor minerale transparente sunt redată în anexa II.2.

Proprietăți optice microscopice ale mineralelor opace care sunt observate în lumină reflectată pe secțiuni lustruite (șlifuri). Această metodă de analiză, numită și *calcografie*, se bazează pe fenomenele optice care au loc la incidența luminii plan polarizate cu suprafața lustruită a mineralelor opace. Proprietățile urmărite sunt: puterea de reflexie, bireflexia, culoarea, izotropia și anizotropia, reflexele interne; primele trei se determină cu un nicol, iar ultimile două cu nicolii în cruce. Când se folosește un nicol se mai pot face observații asupra habitusului, conturului, clivajului, reliefului, gradului de lustruire. Atașarea la microscop a unui microdurimetru conduce la posibilitatea măsurării cu precizie a microdureității mineralelor. Proprietățile microscopice ale principalelor minerale opace sunt redată în anexa II.3.

3.1.4. PROPRIETĂȚI TERMICE

Substanțele cristalizate pot fi transparente pentru radiațiile calorice când sunt numite *diatermane* (ex: halitul, silvina) sau sunt netransparente și numite *adiatermane* (ex: alaunul, calcitul, gipsul).

Conductibilitatea termică. Este o proprietate specifică metalelor și se explică prin mobilitatea electronilor în stratul de valență și difuzia lor, prin care se ajunge la transferul energiei cinetice. Conductibilitatea termică a mineralelor este dependentă de direcție.

La mineralele izotrope suprafața izotermă este o sferă. La mineralele anizotrope, unde conductibilitatea termică variază cu direcția, izotermele au forme elipsoide, deci la cristalele uniaxe vom avea un elipsoid de revoluție, în timp ce la cristalele biaxe elipsoidul este triaxial. Și din punct de vedere termic mineralele sunt uniaxe pozitive sau negative și biaxe pozitive sau negative.

Dilatația termică. Orice corp supus încălzirii își mărește dimensiunile proporțional cu temperatura dată. În mod excepțional unele monocristale se contractă pe anumite direcții cristalografice (ex. calcit).

Dilatația termică a corpurilor cristalizate în comparație cu cea a lichidelor sau gazelor este foarte mică, dar oscilează în limite destul de largi; apare sub forma unei deformări omogene care determină o schimbare a formei cristalelor în urma reducerii de temperatură, fără însă a le modifica omogenitatea fizică.

Dacă din monocristale aparținând diferitelor sisteme cristalografice se confecționează sfere și acestea sunt încălzite, prin dilatare conform tipului de simetrie a cristalului, ele își vor menține forma sferică (mineralele izotrope) sau vor lua forme de elipsoizi de rotație (minerale uniaxe) sau elipsoizi cu trei axe (mineralele biaxe).

Prin încălzire fețele se deplasează paralel cu ele însele, deci unghiurile fețelor echivalente dintr-un cristal nu vor varia în funcție de variațiile de temperatură. Legea constantei unghiurilor rămâne valabilă pentru orice temperatură (corpurile izotrope).

La corpurile anizotrope unghiurile dintre fețe suferă unele mici modificări, paralelismul fețelor însă se menține. Simetria geometrică nu este influențată de variația de temperatură.

Dilatarea termică este importantă din punct de vedere tehnic în industriile metalurgică, ceramică și a sticlei și, în general, în acele domenii unde este nevoie de obținerea de materiale care rezistă la schimbări bruște de temperatură, de peste 1 400°C, în câteva secunde.

3.1.5. PROPRIETĂȚI MAGNETICE

Magnetismul mineralelor, determinat de sarcina și de mișcările electronilor, este de trei feluri: *diamagnetism* (mineralele sunt respinse în câmpul magnetic neomogen spre zona densității minime a liniilor de forță), *paramagnetism* (mineralele sunt atrase în câmpul magnetic neomogen spre zona cu liniile de forță cu densitate maximă) și *feromagnetism* (mineralele sunt atrase la fel ca mineralele paramagnetice, dar efectul este incomparabil mai puternic, constituind o proprietate specifică unor anumite substanțe cristalizate; tabelul II.6).

Tabelul II.6

Susceptibilitățile magnetice ale principalelor minerale diamagnetice, paramagnetice și feromagnetice

Mineralul	Susceptibilitatea magnetică, $\times 10^6$ u.e.m.	Mineralul	Susceptibilitatea magnetică, $\times 10^6$ u.e.m.
Apatit	-2,64	Sfen	10-22
Gips	-1,0	Pleonast (var. de spinel)	10-25
Cuarț	-0,46	Grosular Fe	13-47
Topaz	-0,42	Hedenbergit	15-25
Aragonit	-0,41	Actinot	15-25
Calcit	-0,38	Olivină	15-35
Ortoză	-0,37	Monazit	18,9
Corindon	-0,34	Hornblendă	19-23
Celestină	-0,34	Goethit	21-25
Baritină	-0,31	Piop	21-50
Fluorină	-0,28	Epidot	23,9
Casiterit	-0,08	Schorlomit (var. de de granat)	25-31
Disten	-0,01	Piroluzit	25-32
Zircon	-0,13	Piroxeni Fe	26-130
Pirită	-0,21	Biotit	28-45
Spinel	-0,62	Melanit	36
Beril	-0,68	Hornblendă Fe	38-130
Dolomit	-0,92	Andradit	51-93
Marcasită	1,0-4,0	Almandin	51-120
Muscovit	1,0-4,0	Cromit	53-125
Rutil	2,0-5,0	Siderit	56-64
Piop ferifer	10-20	Ilmenit	113-127
Grosular	10-20	Hematit	172-290
Schorlit (var. de turmalină)	10-22	Pirolină	1500-6100
		Magnetit	20 000-800 000

Proprietățile magnetice în dependență cu simetria. Intensitatea câmpului magnetic este o proprietate dependentă de simetria mineralelor. La mineralele amorfe și cele cristalizate în sistemul cubic, intensitatea nu variază cu direcția, în timp ce mineralele anizotrope arată o intensitate ce variază cu direcția și este reprezentată sub forma unui elipsoid. Deci din punct de vedere magnetic mineralele sunt izotrope și anizotrope, paramagnetice sau diamagnetice, uniaxe și biaxe, pozitive și negative. Ca exemple pot fi menționate: cristale paramagnetice uniaxe pozitive — sideritul; cristale paramagnetice uniaxe negative — berilul, vezuvianul, turmalina; cristale diamagnetice uniaxe pozitive — calcitul; cristale diamagnetice uniaxe negative — zironul, stibiul, arsenul, gheața.

Cunoașterea proprietăților magnetice servește la: separarea magnetică a mineralelor, detectarea unor zăcănite (ex. de metale feroase) pe baza prospecțiunii magnetometrice, urmărirea anomaliilor magnetice.

3.1.6. PROPRIETĂȚI ELECTRICE

Printre proprietățile metalelor deosebit de importantă este *conductibilitatea pentru curentul electric*.

Mineralele se împart în *rău conducătoare de electricitate* sau *izolatori* și *bune conducătoare de electricitate* sau *conductori electrici*. La rândul lor conductorii electrici sunt de două feluri: *conductori metalici* sau *electronici* și *electroliti* unde curentul este transportat prin ioni.

Conductibilitatea electrică a metalelor este micșorată de orice defecte de rețea în care apar, de regulă, impuritățile de atomi/ioni străini. Valoarea conductibilității electrice se modifică în legătură cu variațiile de temperatură; ea scade o dată cu creșterea temperaturii. Conductibilitatea electrică la substanțele cristalizate depinde de compoziția chimică, de structura reticulară, de simetria substanței cristalizate (tabelul II.7). Conductibilitatea electrică se comportă ca și conductibilitatea termică, propagarea luminii etc. Suprafața vectorială a coeficientului de conductibilitate electrică are forma unei sfere, unui elipsoid de revoluție sau unui elipsoid triaxial.

Tabelul II.7

Constantele dielectrice ale unor minerale

Substanța	Rezistența specifică, ρ , $\Omega \cdot \text{cm}$	Conductibilitate specifică, $\gamma = 1/\rho$, $\Omega^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$	Natura conductorului
Argint	$1,6 \cdot 10^{-6}$	$6,2 \cdot 10^5$	Conductori metalici sau electronici
Cupru	$1,8 \cdot 10^{-6}$	$5,6 \cdot 10^5$	
Fier	$9,8 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^5$	
Bismat	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$9,1 \cdot 10^3$	Electroliti
NaCl (topit)	0,30	3,33	
KCl (normal)	10,00	0,10	
Apă foarte pură	$2,5 \cdot 10^7$	$4 \cdot 10^{-8}$	Izolatori dielectrice
NaCl (cristale 20°C)	$1 \cdot 10^{17}$	$1 \cdot 10^{-17}$	
Sulf (rombic 20°C)	$2 \cdot 10^{17}$	$5 \cdot 10^{-18}$	

Relațiile existente între fenomenele termice și electrice sunt caracterizate prin fenomenul de *termoelectricitate*. Fenomenul termoelectric constă în producerea unui curent electric prin încălzirea sau răcirea contactului (sudura) dintre două metale sau minerale bune conducătoare. Este cunoscută seria termoelectrică la metale: $\text{Bi} \rightarrow \text{Ni} \rightarrow \text{Pt} \rightarrow \text{Pd} \rightarrow \text{Co} \rightarrow \text{Mn} \rightarrow \text{Ag} \rightarrow \text{Sn} \rightarrow \text{Pb} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Au} \rightarrow \text{Zn} \rightarrow \text{Fe} \rightarrow \text{As} \rightarrow \text{Sb}$. Termenii extremi sunt Bi — negativ și Sb — pozitiv, iar curentul trece în sensul indicat de săgeți.

Mineralele rău conducătoare de electricitate (dielectrice) se pot încărea cu electricitate de semn contrar în diferite părți ale lor, fie prin schimbarea de temperatură, fie prin presiune sau sfărîmarea; în primul caz fenomenul este cunoscut sub numele de *piezoelectricitate* (fig. II.22), iar în cel de-al doilea sub numele de *piezoelectricitate* (fig. II.23).

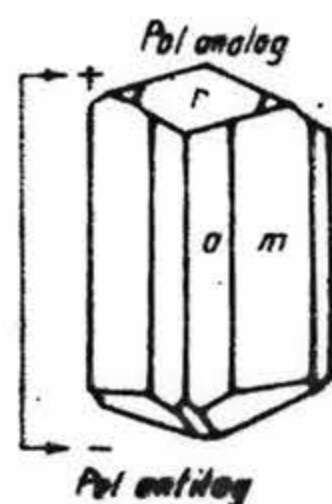


Fig. II.22. Cristal de turmalină piezoelectric cu axa C de simetrie polară.

Efectele de piezoelectricitate sînt exemple de transformare a energiei mecanice în energie electrică (cristalele de cuarț jucînd rol de transformator de energie) și invers, a energiei electrice în energie mecanică.

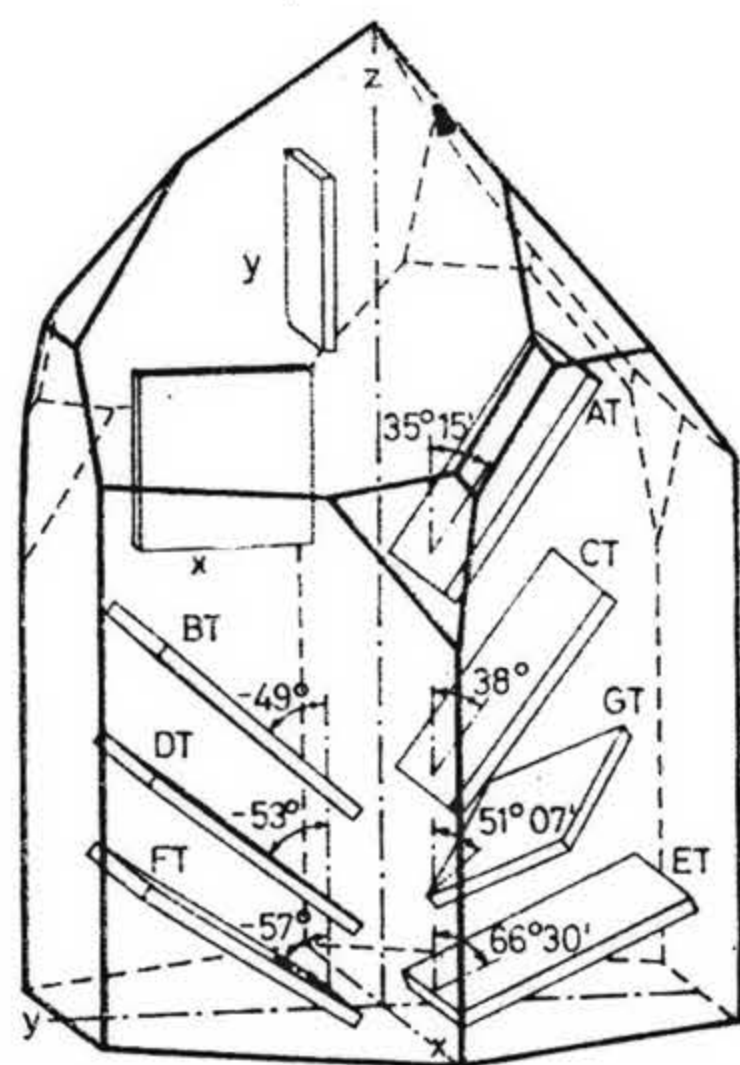


Fig. II.23. Piezoelectricitatea la cristalele de cuarț. Pe model sînt desenate diferite direcții de tăiere practicate în vederea obținerii unor plăci oscilatoare cu diferite caracteristici.

Ca aplicații practice legate de proprietățile electrice ale mineralelor amintim: separarea electrostatică a mineralelor (separarea magnetitului, ilmenitului, rutilului, piritei etc. de cuarț, corindon, spinel, sulfați etc.) și detectarea unor concentrații de substanțe minerale utile ale subsolului prin prospecțiunea electrică.

3.1.7. GREUTATEA SPECIFICĂ

Este o mărime fizică scalară care reprezintă greutatea unității de volum a unui corp. Se notează cu γ și se exprimă în gf/cm^3 .

Densitatea, notată cu ρ , reprezintă greutatea relativă a unui corp exprimată în raport cu greutatea apei la temperatura $+4^\circ\text{C}$.

Determinarea greutății specifice în laborator este posibilă prin mai multe metode dintre care menționăm: metoda plutirii și metoda hidrostatică (folosindu-se picnometru, balanța hidrostatică, balanța Joly, areometrul Nicolson).

Greutatea specifică este influențată de mai mulți factori: temperatură, presiune, compoziție chimică, starea de agregare (cristalizată, amorfă).

Are ca domenii de aplicabilitate: studiile legate de stabilirea tipurilor de structuri în röntghenometrie cristalografică, în studiul proceselor de geneză al rocilor metamorfice, magmatice și sedimentare. Ca aplicații practice: identificarea și determinarea mineralelor (tabelul II.8), termenii seriilor izomorfe, în tehnica de preparare a minereurilor, în tehnica de foraj, în prospecțiunea geofizică.

Tabelul II.8

Greutatea specifică a mineralelor

γ	Denumirea minereului	γ	Denumirea minereului
1,71	Borax	2,62	Albit
1,99–2,25	Opal	2,65	Cuarț
2,05–2,15	Chabazit	2,65	Oligoclaz
2,07	Sulf	2,67–2,90	Beril
2,1–2,2	Stilbit	2,68	Vivianit
2,1–2,2	Grafit	2,7–2,9	Clorit
2,17	Halit	2,71	Calcit
2,2	Heulandit	2,71	Labradorit
2,25	Natrolit	2,73	Bytownit
2,28–2,30	Sodalit	2,76	Anortit
2,3	Analcit	2,8–2,9	Muscovit
2,32	Gips	2,8–2,9	Lepidolit
2,3–2,4	Apofilit	2,80–2,95	Prehnit
2,36	Wavellit	2,8–3,0	Datolit
2,39	Brucit	2,8–3,0	Dolomit
2,4–2,5	Lazurit	3,65–3,80	Pirop
2,45–2,50	Leucit	3,7–3,8	Staurolit
2,42	Colemanit	3,71–3,75	Crisoberil
2,44–2,50	Harmoton	3,72–3,76	Stronțianit
2,5–2,6	Serpentină	3,77	Azurit
2,55–2,65	Nefelin	3,8–3,9	Siderit
2,55–2,7	Cordierit	3,80–4,39	Fayalit
2,56–2,59	Microclin	3,82–3,90	Andradit
2,56–2,59	Ortoză	3,89–4,19	Willemmit
2,6–2,8	Scapolit	3,9–4,1	Blendă

Tabelul II.8 (continuare)

γ	Denumirea mineralului	γ	Denumirea mineralului
3,94-4,71	Zircon	5,83	Bournonit
3,9-4,32	Almandin	5,85	Pirargirit
3,96-3,98	Celestină	5,9-6,1	Scheelit
3,98	Wurtzit	6,0	Crocoit
4,0-4,1	Corindon	6,07	Arsenopirită
4,0-4,5	Smithsonit	6,1-6,9	Skutterudit
4,1-4,3	Calcopirită	6,14	Cuprit
4,12-4,20	Spessartin	6,33	Cobaltină
4,20-4,25	Rutil	6,36-6,39	Anglezit
4,29	Witherit	6,5-7,0	Wulfenit
4,3	Manganit	6,5-7,1	Vanadinit
4,3-4,6	Baritină	6,5-9,7	Uraninit
4,4-4,5	Enargit	6,55	Ceruzit
4,4-5,0	Piroluzit	6,57-8,00	Tantalit
4,6-4,65	Pirotină	6,7	Stibiu
4,6-4,7	Molibdenit	6,8-7,1	Casiterit
4,6-4,76	Covelină	7,04	Piromorfit
4,6-4,9	Tennantit	7,1	Hübnerit
4,6-5,4	Monazit	7,2-7,4	Argentit
4,63	Stibină	7,3	Wolframit
4,7	Ilmenit	7,4	Löllingit
4,89	Marcasită	7,5	Ferberit
4,7-5,1	Tetraedrit	7,58	Galenă
5,02	Pirită	8,1	Cinabru
5,07	Bornit	8,95	Cupru
5,15-6,57	Columbit	9,7-9,8	Bismut
5,18	Magnetit	10-11	Argint
5,3	Hematit	14-19	Platină
5,5	Millerit	1-19	Aur
5,5-5,8	Calcozină		
5,55	Proustit		

3.1.8. RADIOACTIVITATEA

Nuclizii instabili se împart în nuclizi instabili care se găsesc în natură și conduc la radioactivitate naturală și nuclizi creați de către om, de regulă prin bombardarea nucleelor cu radiații corpusculare, producând radioactivitatea artificială.

Nuclizii s-au format în cantități diferite în sistemul solar, în intervalul de $5 \cdot 10^9$ ani. Nuclizii instabili cu $T_{1/2}$ mult mai mică decât $5 \cdot 10^9$ ani s-au dezintegrat de mult și au devenit nuclizi stabili. În natură au rămas nuclizii instabili cu $T_{1/2}$ comparabil sau mai mare decât vîrsta sistemului solar, dintre aceștia 14 se află în cantități remarcabile: $^{40}_{19}\text{K}$, $^{50}_{20}\text{V}$, $^{87}_{37}\text{Rb}$, $^{115}_{49}\text{In}$, $^{133}_{57}\text{Ca}$, $^{142}_{58}\text{Ce}$, $^{144}_{60}\text{Nb}$, $^{147}_{62}\text{Sn}$, $^{176}_{71}\text{Lu}$, $^{187}_{71}\text{Re}$, $^{192}_{78}\text{Pt}$, $^{232}_{90}\text{Th}$, $^{235}_{92}\text{U}$, $^{238}_{92}\text{U}$.

Unii nuclizi cu nuclee foarte masive produc prin dezintegrare nuclizi instabili. Aceștia se dezintegrează în alți nuclizi, obținându-se astfel mai multe generații de radio-nuclizi sau serii radioactive. Se cunosc trei serii radioactive:

— seria uraniului $^{238}_{92}\text{U}$ cu 8 emisiuni succesive de particule, pierzînd 32 unități de masă (8×4) ajunge la termenul derivat RaG sau $^{206}_{82}\text{Pb}$, iar ca produși intermediari cităm radiul, radonul, poloniul;

— seria actiniului, care are ca termen inițial $^{234}_{92}\text{U}$ actiouraniu (AcU), iar ca produs final actiniu D, (AcD) sau $^{207}_{82}\text{Pb}$;

— seria thoriului care începe cu $^{232}_{90}\text{Th}$ cu 6 emisiuni succesive de particule α pînă la termenul stabil $^{208}_{82}\text{Pb}$.

Raportul dintre uraniu și produsele finale Pb și He variază treptat în funcție de timpul scurs de la formarea mineralelor radioactive respective. Această constatare stă la baza calculului vîrstei absolute a mineralelor și rocilor și la stabilirea unei cronologii geologice absolute (în ani).

Relația folosită este:

$$t = T_U \cdot 3,323 \cdot \log \left(1 + \frac{1,158 \frac{^{206}_{82}\text{Pb}}{^{238}_{92}\text{U}}}{1} \right)$$

în care:

$T_U = 4,40 \cdot 10^9$ ani; t — vîrsta absolută a mineralului;

$\frac{^{206}_{82}\text{Pb}}{^{238}_{92}\text{U}}$ este raportul în greutate a mineralului cercetat (se poate folosi și raportul heliului, cifrele sînt însă mai puțin certe).

Cele mai importante minerale cu elemente radioactive sînt redate în tabelul II.9.

Tabelul II.9

Principalele minerale cu elemente radioactive

Gummit	$\text{UO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Clarkeit	$\text{UO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Becquerelit	$2\text{UO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Schoepit	$4\text{UO}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
Fourmarierit	$\text{PbO} \cdot 4\text{UO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Curit	$2\text{PbO} \cdot 5\text{UO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Uranosferit	$\text{Bi}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Vendenbrendit	$\text{CuO} \cdot \text{UO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Iantituit	$2\text{UO}_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Baddeleyit	ZrO_2
Uraninit	UO_2
Thorianit	ThO_2
Davidit	$(\text{Fe}, \text{U}, \text{Ce}, \text{La})_2(\text{Ti}, \text{Fe}, \text{Cr}, \text{V})_5\text{O}_{12}$
Torbernit	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8-12\text{H}_2\text{O}$
Autunit	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10-12\text{H}_2\text{O}$
Uranocircit	$\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Tabelul II.9 (continuare)

Salicit	$Mg(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 10H_2O$
Zeunerit	$Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 10-16H_2O$
Uranospinit	$Ca(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$
Tyuyamunit	$Ca(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 5-8H_2O$
Carontit	$K_2(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 3H_2O$
Matatorbernit	$Cu(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$
Metaautunit	$Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 2-6H_2O$
Metazeunerit	$Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$
Bassetit	$Fe^{2+}(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 12H_2O$
Monazit	$(Ce,La)(PO_4)_3$
Xenotim	$Y(PO_4)_3$

3.2. COMPOZIȚIA CHIMICĂ A MINERALELOR

Compoziția chimică a mineralelor se determină atât prin metode chimice clasice de analiză pe cale umedă (gravimetrie, volumetrie), cât și printr-o gamă largă de metode fizice de analiză, introduse în special în practica analitică în ultimele decenii. Principalele caracteristici ale celor mai importante metode fizice utilizate în analiza mineralelor sunt redată în tabelul II.10.

Principalele metode fizice de

Metoda	Starea de agregare a materialului care se analizează	Compoziții analizate
Spectrometrie de absorbție atomică (SAA)	Soluție (1 ml), pulbere (numai la unele aparate speciale)	De la elemente principale ($\leq 20\%$) până la elemente urmă. (Peste 50 de elemente)
Spectrografie de emisie (SE)	Pulbere (și soluție 2–200 mg, max. 1 g)	În primul rând elemente secundare și urmă ($\leq 5\%$). (Aproape toate elementele din sistemul periodic, exceptând gazele)
Fluorescență de raze X (FRX)	Pulbere (și soluții, solide), cu suprafață de cm^2	De la elemente principale până la elemente urmă. (Aproape toate elementele din sistemul periodic, exceptând cele foarte ușoare, de la $Z > 11$ [Na])

Mineralele sunt reprezentate prin compuși cristalochimici definiți, care pot fi simpli sau dubli, precum și prin compuși cu compoziție chimică variabilă.

3.2.1. COMPUȘI CHIMICI DEFINIȚI

Compușii definiți se supun riguros legilor conservării materiei și proprietăților definite și se exprimă prin formule chimice empirice sau sub formă de formule chimico-structurale.

Ca exemple de compuși chimici definiți se pot cita: diferiți oxizi (Cu_2O , MgO , Fe_2O_3), diferite săruri oxigenate ($CaCO_3$, $CaSO_4$), sulfuri (NiS , FeS_2 , ZnS , PbS), compuși halogenați ($NaCl$, CaF_2 , $AgBr$) etc.

Compuși definiți dubli sunt sărurile duble, cum sunt unele săruri oxigenate, ca de exemplu dolomitul — $CaMg(CO_3)_2$.

3.2.2. COMPUȘI CHIMICI CU COMPOZIȚIE VARIABILĂ

Compușii cu compoziție variabilă prezintă o variație a chimismului în limite mai mari sau mai mici; aceste variații nu pot fi atribuite adaosurilor mecanice de substanțe solide, ci se datoresc în special substituției în limite diferite a elementelor în soluții solide, datorită capacității acestora de a se înlocui reciproc.

analiză a mineralelor

Tabelul II.10

Probe-etalon necesare	Reproductibilitatea (gradul de exactitate)	Limite de determinare	Durata analizei de serie
Soluții etalon sintetice	± 1 până la 10 %	0,01 până la 100 ppm (cu aparate speciale și sub 0,001 ppm)	Rapidă (10 s. până la 1 min. timp de măsurare)
Probe-etalon sintetice; preferabil naturale	± 1 până la 20 %	0,1–100 ppm (în extrem 0,01 ppm)	Rapidă sau de mare durată (în funcție de gradul de automatizare a procesului de analiză)
Idem	$\pm 0,1$ până la 10 %	<1 ppm până la 1000 ppm	Rapidă (timp de măsurare 10 s până la 10 min)

Metoda	Starea de agregare a materialului care se analizează	Compoziții analizați
Metode radiometrice (MR) (Spectrometrie γ)	Pulbere	K, U, Th, Ra
Spectrometrie de masă (SM)	Gaze, lichide, solide	De la elemente principale până la elemente urmă
Spectrometrie de masă cu scinteie (SMS)	Solide	Toate elementele
Diluție izotopică (DI)		Nu și elemente monoizotopice
Activare neutronică (AN) (Spectrometrie γ)	Solide (lichide; procedeele de separare chimică pe cale umedă sunt deseori necesare)	De la elemente principale până la elemente urmă. (Multe elemente numai după o reparație chimică)
Spectrografie cu laser (SL)	Granule de mineral în secțiuni lustruite	Ca la spectrografia de emisie
Microsondă electronică (ME)	Idem	Ca la fluorescența de raze X
Emisie ionică secundară (EIS)	Idem	Ca la spectrometria de masă

3.2.3. COMPUȘI CHIMICI HIDRATAȚI

La unii compuși chimici a fost determinată prezența unor molecule de apă, neutre din punct de vedere electric, independente față de grupările (OH): Moleculele de apă sunt slab reținute în rețeaua mineralului, putând fi îndepărtate printr-o ușoară încălzire a acestuia.

După modul în care sunt reținute moleculele de apă în rețelele cristaline deosebit: *apa de cristalizare* sau *de constituție*, la care moleculele H_2O ocupă poziții strict determinate în rețea, de exemplu la $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ sau la $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ (compuși considerați cristalohidratați) și *apa liberă*, care nu participă la constituirea rețelei. După pozițiile ocupate, apa liberă poate fi: *apă zeolitică*, apa care se află în stare aparentă de soluție solidă; *apă hidroscopică*, care este reținută absorbtiv pe suprafețele fisurilor foarte fine; *apă coloidală*, întâlnită la hidrogeluri, de exemplu la opal (SiO_2 ag).

Tabelul II. 10 (continuare)

Probe-etalon necesare	Reproductibilitatea (gradul de exactitate)	Limita de determinare	Durata analizei de serie
Idem	± 1 până la 10 %	$< 0,01$ până la 0,1 %	Rapidă până la mare
Idem			Mare
Probe-etalon sintetice	$\pm > 10$ % (de cele mai multe ori la jumătate cantitate)	0,001 până la 100 ppm	Mare
De nici un fel	$\pm 0,1$ %	$< 0,001$ ppm	Rapidă până la mare
Probe-etalon sintetice	$\pm 0,1$ până la 10 %	0,001 până la 100 ppm	Rapidă până la mare
Probe-etalon, sintetice sau, preferabil, naturale	La jumătate de cantitate	0,01—1 %	Rapidă
Idem	± 1 până la > 10 %	0,01—1 %	Rapidă până la mare
Idem			De obicei mare

În funcție de natura lor chimică, mineralele sunt solubile în apă sau în acizi (unele sunt ușor solubile în apă și acizi, altele numai în acizi, iar unele minerale nu sunt solubile în nici un solvent). Comportarea mineralelor sub acțiunea HCl este redată în tabelul II.11.

Trecerea elementelor constitutive în stare de soluție, în vederea analizei lor, se realizează prin procesul chimic cunoscut sub numele de *dezagregare*.

3.2.4. COLOIZI

Într-o soluție adevărată solutul este dispersat perfect în solvent sub formă de atomi/ioni/molecule. O suspensie apare atunci când în mediul solventului apar particulele suficiente de mari pentru a putea fi văzute fie cu ochiul liber, fie la microscop. Între aceste două tipuri (soluții ionice și suspensii) se află o formă intermediară denu-

Tabelul II.11

Solubilitatea mineralelor în HCl

Minerale cu luciu metalic

Solubile în HCl	Solubile în HCl cu degajare de clor	Solubile în HCl cu degajare de H ₂ S
Goethit (limonit) solubil în HCl cu dificultate Hematit Ilmenit	Piroluzit Psilomelan Manganit Hausmanit Braunit	Stibină Galenă Pirotină Blendă

Minerale cu luciu nemetalic

Solubile în HCl	Solubile în HCl cu formare de gel silicios	Descompuse de HCl cu depunere de reziduu silicios
Criolit Zincit Brucit Colemanit Gips Jarosit Apatit Turcoază Carnotit Tuyamunit Crocoit	Anortit Nefelin Sodalit Cancrinit Olivină Willemite Hemimorfit Datolit Analcit Natrolit Laumontit	Leucit Rodonit Wollastonit Pectolit Scapolit Cordierit Biotit Serpentină Crisocol Stilbit Chabazit Heulandit Garnierit
	Solubile în HCl cu degajare de CO	
	Toți carbonații	

mită soluție coloidală. La orice soluție coloidală întâlnim o fază dispersă și un mediu de dispersie. Mediul de dispersie poate fi gazos, lichid sau solid, iar faza dispersă, de asemenea, poate fi gazoasă, lichidă sau solidă.

În funcție de natura mediului de dispersie deosebim: mediul de dispersie apă — hidrosoli respectiv hidrogeluri; mediul de dispersie aer — aerosoli și respectiv aerogeluri; mediul de dispersie topitură — pirosoși și pirogeluri; mediul de dispersie — o substanță cristalină — cristalosoli și cristalogeluri.

Cel mai frecvent sînt întâlniți în natură hidrosolii, cristalosolii și hidrogelurile. Hidrosolii se obțin prin pulverizarea fină a substanțelor solide în apă. Cristalosolii sînt medii

cristaline care conțin sub formă de fază dispersată o substanță oarecare, procesul realizându-se în timpul cristalizării hidrosolilor. După modul de aranjare a substanțelor solide (incluziuni) specifice fazei disperse apar structuri caracteristice: concentrice, zonare, alternante, neregulate etc. Suspensiile determină diferite culori pentru cristale incolore în stare pură (ex. baritină roșie, calcit negru). Hidrogelurile se formează prin coagularea hidrosolilor. Coagularea se realizează prin neutralizarea sarcinilor fazei de dispersie, acesta producându-se prin adăugarea unui electrolit, prin reacțiile reciproce dintre particulele fazei dispersate sau prin procese de evaporare a solventului.

3.3. STRUCTURA RETICULARĂ A MINERALELOR

3.3.1. PROPRIETĂȚILE MATERIEI CRISTALINE

Starea normală a materiei este starea solidă cristalizată, la care se subordonează uneori starea solidă amorfă.

Într-o substanță cristalizată există o rețea tridimensională unde nodurile rețelei sînt ocupate de particule, reținute în rețea prin forțele de legătură de tip chimic și forțe intermoleculare. Unele din aceste forțe de legătură sînt neorientate spațial (ionice, metalice, legături intermoleculare de tip chimic și forțe intermoleculare). Altele sînt orientate (covalente, legături de hidrogen). Compușii minerali sînt compușii cristalochimici în care particulele componente prezintă o așezare specifică în funcție de numărul de coordinare.

Prin număr de coordinare înțelegem numărul maxim de particule care pot să înconjure la un anumit moment o particulă centrală, cele exterioare găsindu-se toate la aceeași distanță minimă. Sînt cunoscute mai multe tipuri de aranjamente de numere de coordinare. Ele sînt ilustrate în tabelul II.12 și fig. II. 24.

Tabelul II.12

Numerele și poliedrele de coordinare la principalele minerale

Nr crt.	Nr. de coordinare R_a/R_x	Modul și poliedrul de coordinare	Exemple
1.	<0,155 1	Rețea moleculară	S—S O—C O—O
2.	<0,155 2	Radicali electronegativi Rețea moleculară	S ₂ ²⁻ ; AsS ₂ ²⁻ ; CO ₂ (linear)
3.	0,155—0,225 3	Rețea moleculară Atom în centrul unui triunghi echilateral	H ₂ O (planar) C (grafit); CO ₃ ²⁻ ; NO ₃ ¹⁻ ; BO ₃ ³⁻

Tabelul II.12 (continuare)

Nr. crt.	Nr. de coordinaare R_a/R_x	Modul și poliedrul de coordinaare	Exemple
4.	0,225–0,414	4	Piramidă cu baza un triunghi (atomii în plane diferite) Rețea planară, atom în centrul unui pătrat
	0,225–0,414	4	Rețea în plane diferite, atomi în centrul unui tetraedru. Tre- ce la rețea ionică stratificată.
5.	0,414–0,732	5	Atom în centrul unei bipira- mide trigonale Atomi în centrul piramidei te- tragonale
6.	0,414–0,732	6	Atomi în centrul unui octaedru
			Atomi în centrul unei prisme trigonale Atomi în centrul unui rombo- edru
7.	—	7	Prismă trigonală combinată cu o piramidă
8.	0,732–1,000	8	Atom în centrul unui cub
			Poliedru cu fețe triunghiulare și opt colțuri cu fețe centrate
9.	> 1,000	12	Prismă hexagonală centrată in- tern (compactă) Cub octaedric centrat Poliedru dodecaedru

3.3.2. PRINCIPALELE TIPURI DE STRUCTURI RETICULARE

Tipurile mai importante de structuri cristaline întâlnite la minerale, ordonate pe cât posibil după principiul clasificării cristalochimice și pe bază de analogii geometrice, iar la cristalele ionice ținându-se seama și de formula chimică (simple, complexe) sunt următoarele:

Rețele metalice caracterizate în principal prin structuri compacte cu umplerea cea mai ridicată a spațiului și cu o simetrie ridicată.

Tipurile de structuri compacte incluse în aceste rețele sînt: *structura cubică compactă* (tipul cuprului) cu numărul de coordinaare 12, al cărui paralelipiped elementar este un cub cu fețe centrate (ex: Cu, Ag, Au, Ca, Sr, Pb etc.); *structura hexagonală compactă* (tipul magneziului) cu număr de coordinaare 12, și cu paralelipipedul elementar, prisma hexagonală cu bazele centrate și cu interiorul centrat la trei celule trigonale alternative (ex: Bi, Mg, Ti, Tl, Zr, Hf, Ru, Os etc.); *structura cubică centrată intern* (tipul wolframului) cu număr de coordinaare 8 (ex: W, Mo, Na, K, Li, Cs, Ba, V etc.).

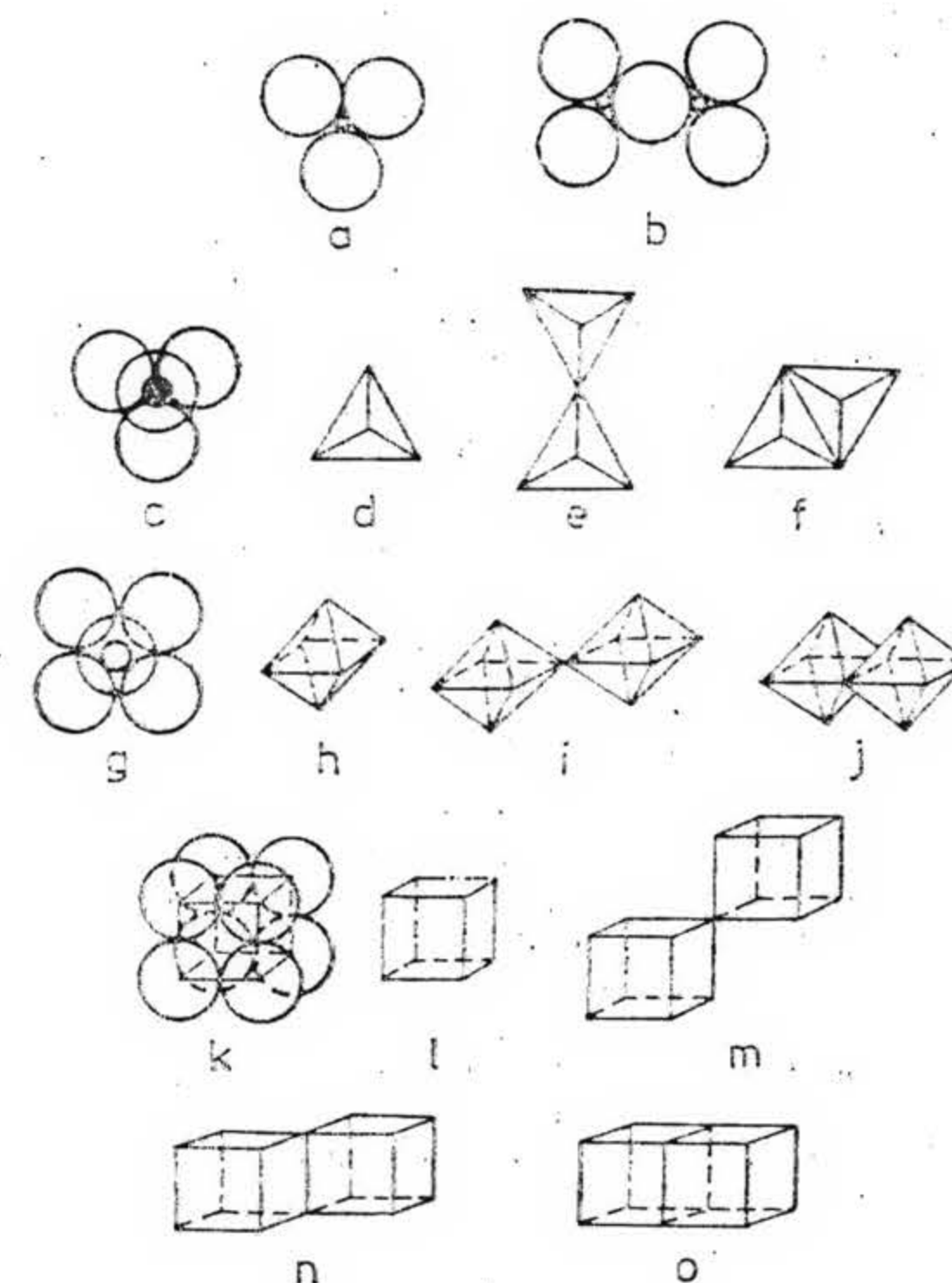


Fig. II.24. Principalele poliedre pentru numerele de coordinaare:

a, b — trigonal c, d, e, f — tetraedric; g, h, i, j — octaedric;
k, l, m, n, o — cubic.

Afară de structurile compacte, se mai întâlnesc, la unele elemente metalice și semi-metalice, unele tipuri de rețele mai complicate și care apar puțin deformate față de tipurile fundamentale. Este vorba de *formele intermediare* (structurile zincului și cadmiului — structură hexagonală compactă cu raportul parametrilor $c:a=1,9$ față de 1,63; structura mercurului — romboedrică simplă; structurile manganului, indiumului și galiului, mai complicate — structură tetragonală pseudocubică cu raportul $c:a=1,08$; structurile germaniului și staniului asemănătoare structurii diamantului; structurile arsenului, titanu-

lui și bismutului cu paralelipipedul elementar romboedru pseudocubic) și de *forme intermetalice* — aliajele care prezintă aspecte de asemenea identice cu ale metalelor, dar deseori cu faze mai complicate, reprezentând combinații de compoziție variabilă, făcând excepție de la legea proporțiilor definite (cristale mixte, faze intermediare).

Rețele covalente caracterizate prin legături homeopolare; sînt puține la număr și foarte simple. Este vorba aici de *structuri adamantine* (structurile diamantului, blendei, wurtzitului etc.), *structuri homeopolare-metalice* (structurile cupritului, galenei, nichelinei piritei, molibdenitului, stibinei, bismutinei etc.).

Rețele ionice care sînt cele mai răspândite în rîndul combinațiilor anorganice, deci a majorității mineralelor componente ale rocilor. Diferitele tipuri de rețele ionice se grupează după tăria legăturilor dintre particulele constitutive în patru grupe principale: izodesmice, anizodesmice, mezodesmice și combinațiile hidrogenului.

Structurile izodesmice ($z/n < 1/2$) sînt structuri tipice de coordinare, iar gruparea lor este efectuată și după tipul de formulă stoechiometrică. Structurile cele mai caracteristice pentru combinațiile ionice izodesmice sînt: tipul AX : CsCl (coordinare 8) și tipul NaCl (coordinare 6); tipul AX_2 unde înțelegem tipul structural CaF_2 (8 și 4), TiO_2 (6 și 3), CO_2 (2 și 1) precum și structura rezultată din înlocuirea anionilor prin anioni mai mari și mai ușor polarizabili cînd tipul reticular se schimbă, îmbrăcînd un aspect stratificat: tipul $CdCl_2$, tipul CdI_2 , tipul PbI_2 , tipul A_2X_3 cu structură tipică Al_2O_3 , tipul ABX_3 unde se încadrează structurile $FeTiO_3$, $MnTiO_3$ și $CaTiO_3$, apoi AB_2X_4 cu cele două tipuri, a spinelului și a crisoberilului ($MgAl_2O_4$ și $BeAl_2O_4$).

Structurile anizodesmice ($z/n > 1/2$) sînt caracterizate prin radicali complecși la care deosebim următoarele tipuri: biatomici (CN^- , C_2^{2-} , O_2^{2-}), triatomici liniari, (N_3^- , CNO^- , CNS^-), planari trigonali (CO_3^{2-} , NO_3^-), piramidali trigonali (PO_3^{3-} , SO_3^{2-} , ClO_3^-), tetraedrici deformați (MoO_4^{2-} , WO_4^{2-}), planari tetragonali ($Ni(CN)_4^{2-}$, $PtCl_4^{2-}$), octaedrici (SiF_6^{2-} , GeF_6^{2-} , $PtCl_6^{2-}$).

Structurile mezodesmice ($z/n = 1/2$) au legătura cea mai puternică dintre un cation și un anion egală cu suma tuturor celorlalte legături ale anionului, adică jumătatea unităților de valență a anionului. Se cunosc combinații mezodesmice la borați (grupa BO_3), la silicați (grupa SiO_4) și la germanați (grupa GeO_4). Specific acestor combinații este posibilitatea asocierii grupurilor (BO_3), (SiO_4), (GeO_4) în diferite moduri, dînd naștere la structuri foarte variate. Astfel în structura tuturor silicaților există la bază gruparea tetraedrică (SiO_4)⁴, caracteristică fiind asocierea grupărilor fundamentale în diferite moduri, ceea ce conduce la structuri foarte variate. În structura cristalină a silicaților pot apărea grupări izolate de SiO_4 legate între ele prin alți cationi, sau mai multe astfel de grupări legate prin oxigeni comuni fie în complexe finite (inele), fie în complexe infinite (lanțuri simple și duble, plane, construcții tridimensionale). Forma de asociere depinde de raportul dintre numărul atomilor de siliciu din formula silicatului respectiv.

În funcție de chimism și structură silicații se împart astfel:

A. Silicați cu grupări tetraedrice izolate de SiO_4 :

- subclasa nezosilicaților
- subclasa sorosilicaților
- subclasa nezo-sorosilicaților
- subclasa ciclosilicaților

B. Silicați cu tetraedri de SiO_4 legați în formă de lanțuri (inosilicați):

- subclasa lanțuri simple — piroxeni
- subclasa lanțuri duble — amfiboli

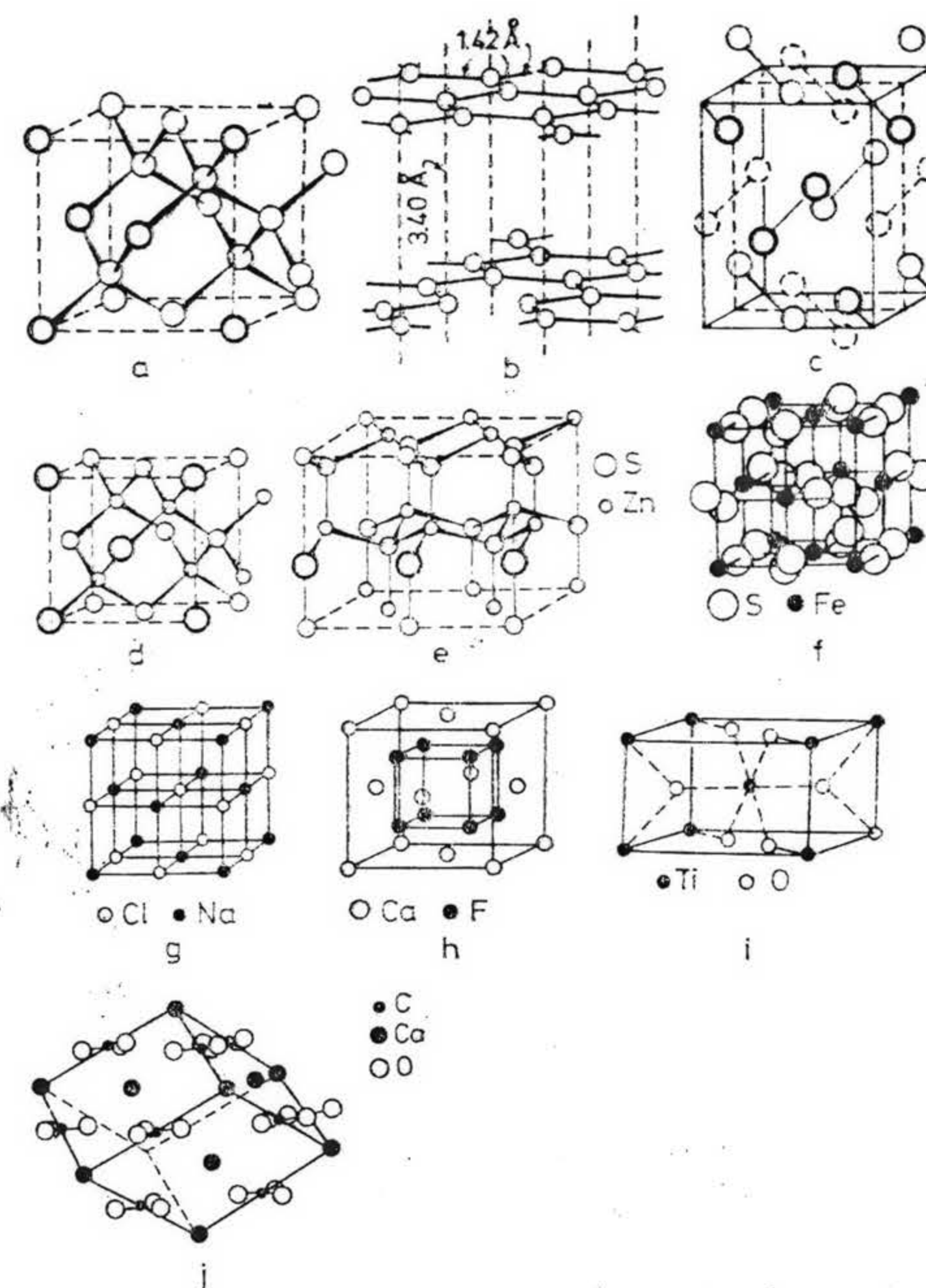


Fig. 11.25. Modele cu structurile principalelor minerale:
a — diamant; b — grafit; c — sulf; d — blendă; e — wurtzit;
f — pirită; g — halit; h — fluorină; i — rutil; j — calcit.

C. Silicați constituiți din tetraedri reușiți prin 3 colțuri, în rețele plane (filosilicați),
D. Silicați formați din rețele tridimensionale de tetraedri de SiO_4 (tectosilicați).
Principalele tipuri de structuri sunt reproduse în fig. II. 25 și II. 26.

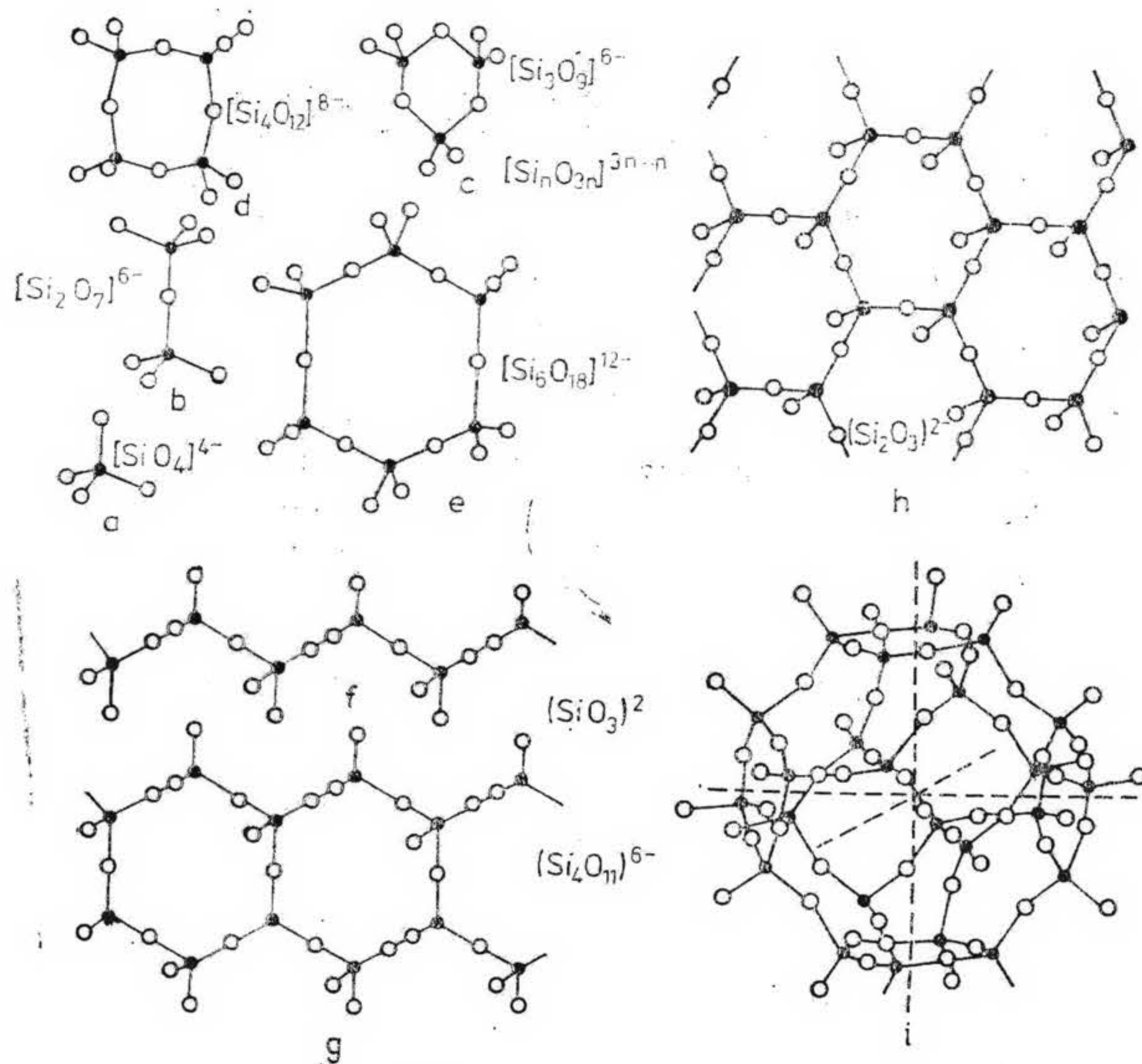


Fig. II.26. Structurile silicaților:

a — nezosilicați; b — sorosilicați; c, d, e — ciclosilicați; f, g — inosilicați cu lanțuri simple respectiv duble
h — filosilicați; i — tectosilicați.

3.3.3. DEFECTE DE STRUCTURĂ

Substituția ionică în rețea poate fi privită ca un fel de defect chimic într-un cristal ideal. În cristale pot fi întâlnite numeroase sisteme de defecte fizice. Aceste defecte fizice sunt rezultate din tendința unui ion de a ieși din poziția sa reticulară, slăbind legătura dintre particulele constitutive din rețea, sau ca defecte dependente de mediu de formare produse în timpul procesului de dezvoltare al cristalului, precum și de variațiile sistematice de echilibru (T și P) (tabelul II. 13 și fig. II. 27).

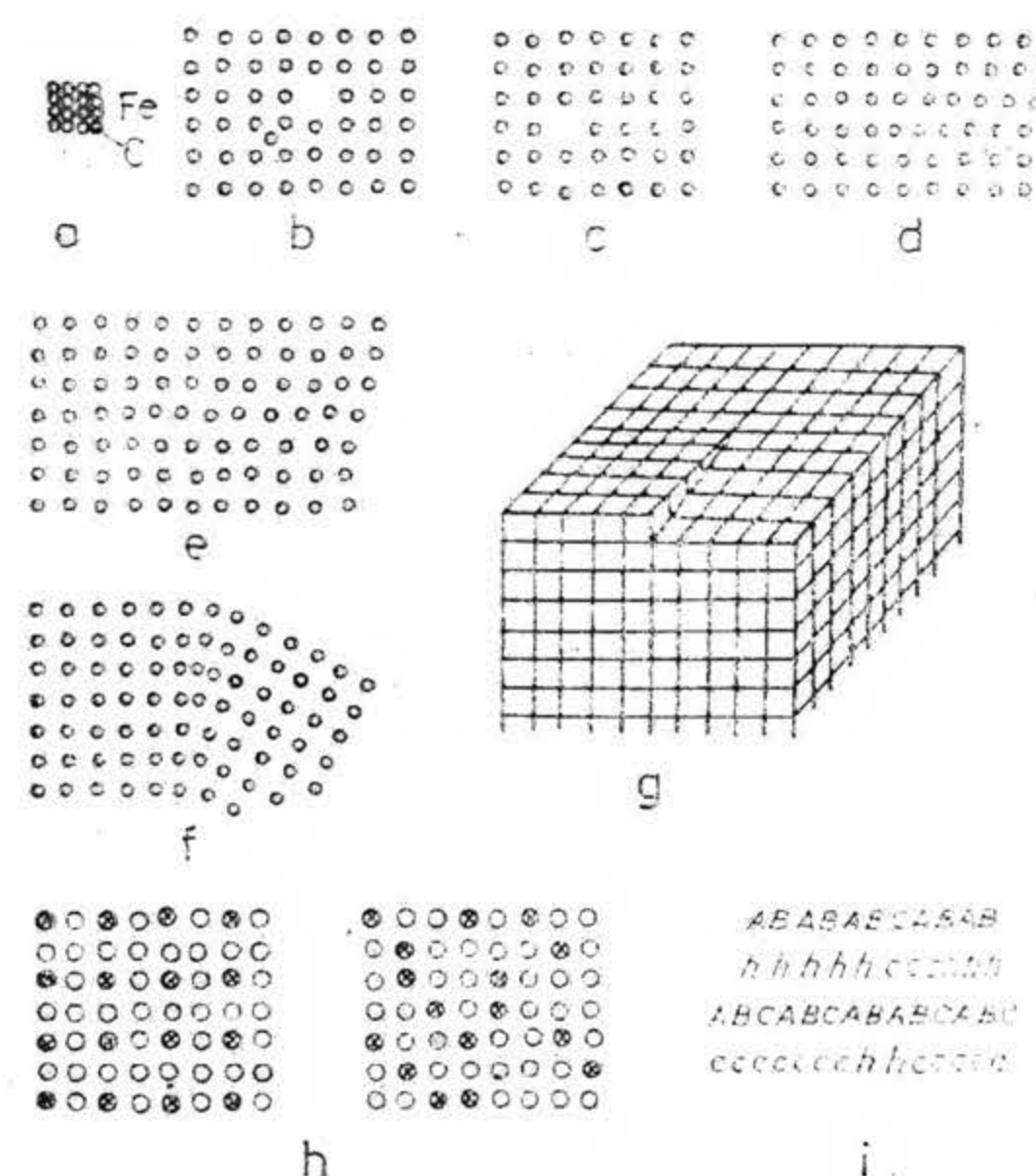


Fig. II.27. Diferite tipuri de defecte fizice la minerale:

a — defect interstițial; b — defect tip Frenkel — ion deplasat din poziția sa normală și fixat în alt loc apropiat, sub forma unui ion străin interstițial; c — defect tip Schottky — absența unui ion din poziția sa structurală; d — defect liniar marginal — deplasarea de șiruri; e — modificări ale planului; o parte a planului este înclinată față de partea opusă care rămâne neschimbată; f — deplasare de plan prin prăbușire; g — defecte tip ordine și dezordine în rețeaua tridimensională; h — defecte de suprapunere sau de îngrămădire.

Tabelul II.13

Principalele tipuri de defecte ce apar în structurile cristaline ale mineralelor

Tipul de imperfecțiune	Descrierea imperfecțiunii
1. Defecte interstițiale/ de poziție (defect de punct): — defect Schottky — defect Frenkel	Lipsa atomului/ionului din poziția sa inițială Deplasarea atomului/ionului spre spațiile interstițiale, creându-se locuri vacante
2. Defecte de dislocație de șir reticular: — defecte de muchie — defecte liniare marginale	Deplasare de șiruri de atomi/ioni marginali determinând muchia planului cristalografic ce se extinde pe structura cristalului. Dislocație de șiruri reticulare de atomi/ioni producând o prăbușire care apare în spirală.

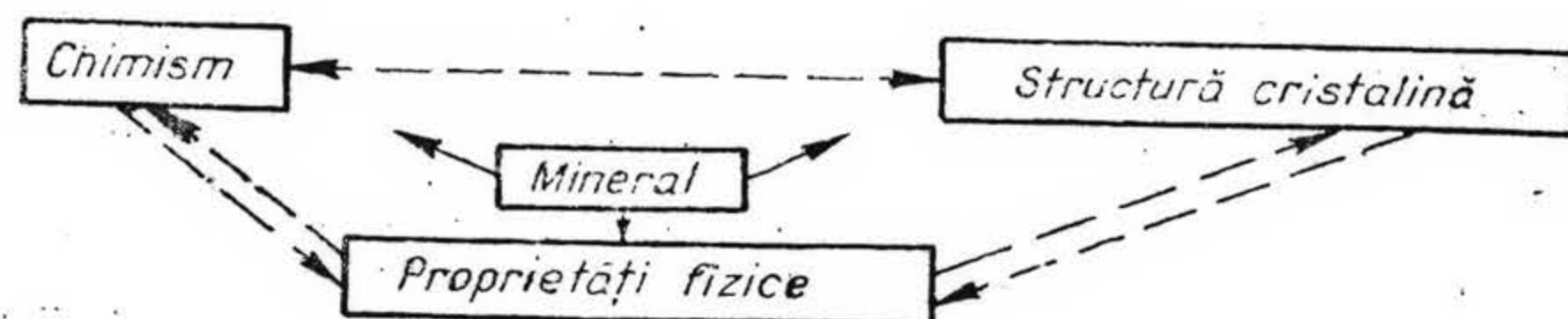
Tabelul II.13 (continuare)

Tipul de imperfecțiune	Descrierea imperfecțiunii
3. Defecte planare: — defecte de grupe de șiruri (defecte planare liniare) — defecte de limită de granulație (defecte de hotar) — defecte de suprapunere (defecte de ingrămădire)	Dislocarea apare în limita dintre două regiuni perfect adiacente când apare o modificare într-o parte a planului reticular. Prin dislocare se produce o înclinare suplimentară a celor două regiuni adiacente între două cristale (policristal solid.) Limite adiacente dintre două planuri, prezintă secvențe de suprapuneri alternative.
4. Defecte de ordine și dezordine în rețea tridimensională: — defecte de ordine — defecte de dezordine	Substituirea dintre elemente asemănătoare se realizează ordonat. Substituirea dintre elemente se produce în mod neregulat în rețeaua cristalină

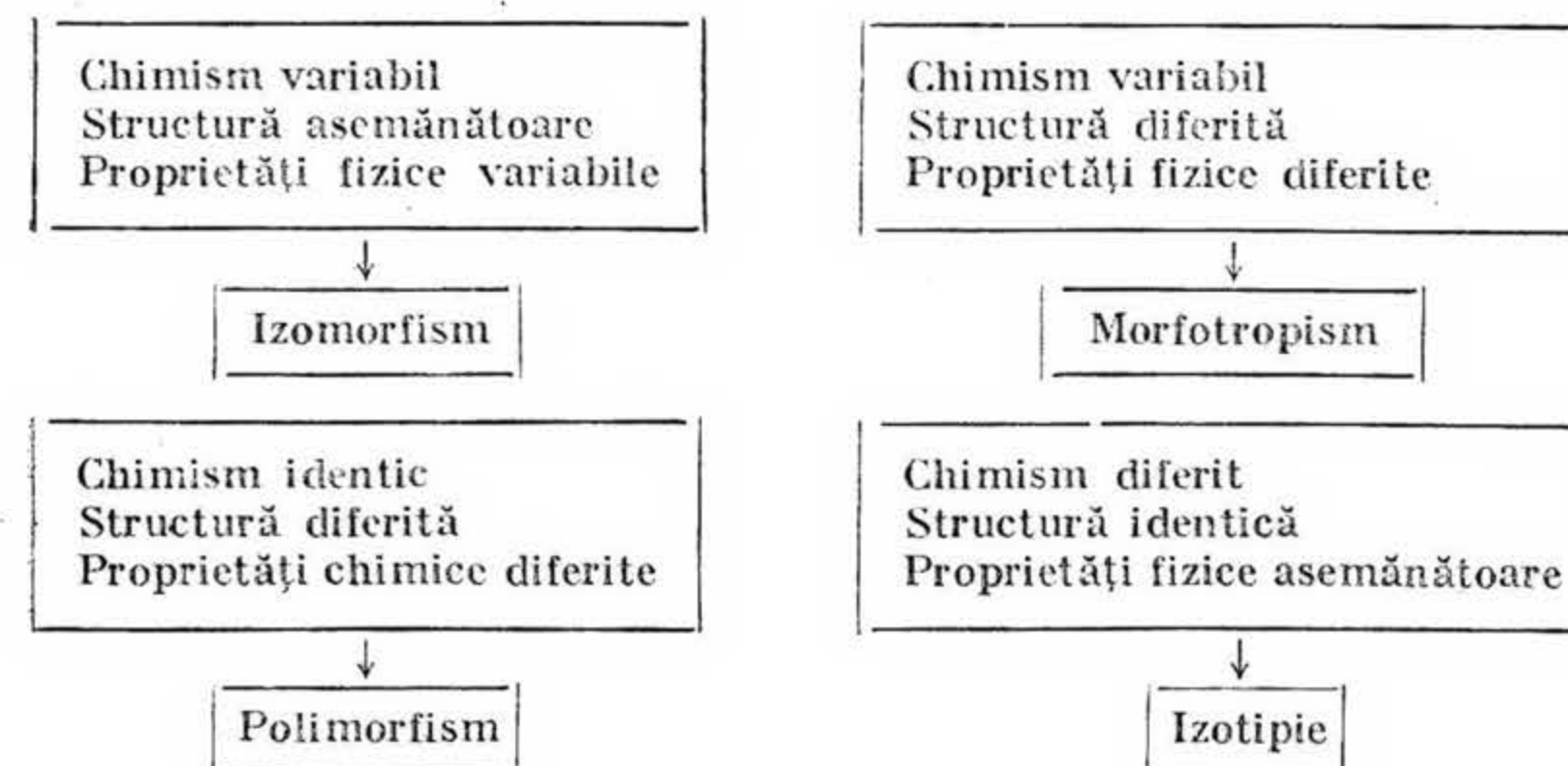
3.4. RELAȚIA DINTRE CHIMISMUL, STRUCTURA ȘI PROPRIETĂȚILE FIZICE ALE MINERALELOR

Un mineral poate fi definit prin natura sa chimică (compoziție chimică elementară), prin structura internă (modul de aranjare a particulelor: ioni-atomi-molecule) și prin proprietățile fizice (dintre care cele mai importante sînt caracterele morfologice, optice, precum și cele legate de coeziunea mineralului), aspecte strîns legate între ele.

Aceste legături pot fi schițate după următoarea schemă:



Luînd în considerare aceste trei elemente care caracterizează fiecare mineral în parte, putem arăta că între mai multe substanțe minerale pot apărea următoarele relații:



Studiul acestor relații a dus la definirea unor concepte fundamentale pentru mineralogie: izomorfism, polimorfism, politipie, morfotropism.

3.4.1. IZOMORFISMUL

Izomorfismul indică proprietatea de substituție reciprocă a elementelor constitutive între două substanțe cristaline capabile să formeze soluții solide. Rezultă că două substanțe pot fi considerate izomorfe cînd se găsesc în următoarea situație:

- arată caracteristici cristalografice de același tip (identitate între unghiurile fețelor, valori apropiate ale constantelor cristalografice), adică homeomorfism;
- sînt capabile să cristalizeze simultan în proporții limitate sau în proporții continue variabile în același edificiu cristalin, deci fenomenul de sincristalizare;
- prezintă caracteristici chimice asemănătoare.

Condițiile necesare pentru realizarea izomorfismului privesc elementele care se substituie, factorii de mediu și rețeaua cristalină.

Condiții cerute pentru elementele care se substituie reciproc. Fenomenul de substituție al elementelor chimice în rețelele cristaline este realizat cînd:

— ionii care se substituie au sarcini electrice egale și dimensiunile razelor lor similare. În acest caz înlocuirile se pot face în mod continuu în orice proporții, de exemplu între: $K^+ - Rb^+ - Cs^+$; $Mg^{2+} - Fe^{2+} - Mn^{2+} - Ca^{2+} - Sr^{2+}$; $Al^{3+} - Ga^{3+} - Y^{3+}$; $Si^{4+} - Ge^{4+}$ etc;

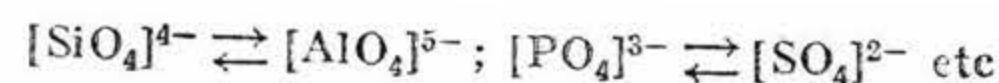
— ionii care se substituie au sarcini diferite, în care caz pentru respectarea electro-negativității rețelei se impune apariția unei substituții suplimentare a unei alte perechi de ioni, astfel încît echilibrarea totalului de sarcini se realizează la nivelul întregului edificiu cristalin. Pot fi substituiți K^+ cu Ba^{2+} , Ca^{2+} cu Y^{3+} , Mg^{2+} cu Sc^{3+} sau Ca^{2+} cu Na^+ , Si^{4+} cu Al^{3+} , O^{2-} cu $(OH)^-$ și F^- .

În primul caz vorbim de *izomorfism izovalent*, în cel de al doilea caz de *izomorfism heterovalent*. Exemplu clasic de izomorfism izovalent îl formează seria olivinei: $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ forsterit— $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ fayalit, în care Fe^{2+} și Mg^{2+} se înlocuiesc în orice proporții. Exemplu clasic de izomorfism heterovalent îl reprezintă seria feldespaților plagioclazi: $\text{Na}[\text{Si}_3\text{AlO}_8]$ albit — $\text{Ca}[\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8]$ anortit, în care substituția



permite o miscibilitate completă între cei doi termeni extremi.

La substituirile heterovalente pot fi luate în discuție și înlocuirile dintre grupele complexe cu sarcini diferite:



Mai trebuie realizate:

— respectarea dimensiunii asemănătoare a razelor ionice pentru elementele care se substituie, astfel încât diferența dimensiunii razelor acestora să nu depășească 15% din raza ionului celui mai mic;

— valoarea apropiată a potențialului de ionizare; de exemplu Si^{4+} cu 44,89 poate fi substituit de Ge^{4+} cu 45,50;

— respectarea tipului de coordinare; de exemplu Fe^{3+} poate înlocui Al^{3+} numai în coordonare octaedrică.

Factorii de mediu care condiționează substituțiile izomorfe. Dintre factorii de mediu care influențează substituțiile izomorfe menționăm: concentrația, temperatura, presiunea, existente în sistemul din care se formează mineralul.

Condiții impuse de caracteristicile rețelei cristaline. Acestea acționează ca un factor de selecție atunci când au loc substituiți între elementele majore și minore. Din acest punct de vedere au fost deosebite trei tipuri de substituții:

— camuflaj, când un element cu răspindire redusă înlocuiește un element principal care prezintă valențe identice, de exemplu Al^{3+} prin Ga^{3+} sau Si^{4+} prin Ga^{4+} ;

— captare, când un element cu răspindire redusă înlocuiește un element principal care prezintă o valență mai mică decât a sa, de exemplu Ca^{2+} prin Sc^{3+} , Y^{3+} ;

— admitere, când un element cu răspindire redusă înlocuiește un element principal care prezintă o valență mai mare decât a sa, de exemplu Mg^{2+} prin Li^+ . Izomorfismul este un concept cu o deosebită semnificație teoretică, el ilustrând relațiile complexe din lumea mineralelor și practică, deoarece permite explicarea variației regulate a proprietăților fizice în seriile izomorfe.

3.4.2. POLIMORFISMUL

Prin *polimorfism* se înțelege posibilitatea existenței unui compus mineral (sau element) în structuri reticulare diferite, caracterizate prin proprietăți fizice distincte. Polimorfismul nu este determinat în mod exclusiv de constituenții chimici și mai ales de modul de aranjare în rețea a ionilor (atomilor.) De exemplu, carbonul cunoscut sub numele de *diamant* și cristalizat în sistemul cubic este incolor și transparent, are densitate $3,51 \text{ g/cm}^3$ și indice de refracție foarte mare, este rău conducător de căldură și electricitate și una din cele mai dure substanțe (duritate 10 pe scara Mohs); în timp ce carbonul cunoscut sub numele de *grafit* și cristalizat în sistemul hexagonal este întilnit sub formă de prisme plate, este opac, cenușiu, cu luciu metalic, gras la pipăit, are densitatea de $2,26 \text{ g/cm}^3$, clivaj bazal perfect, foițele fiind flexibile, este bun conducător de electricitate și are duritate

foarte scăzută (1 pe scara Mohs). Această mare diferență a proprietăților fizice este determinată de diferențele de structură. La diamant atomii de carbon hibridizați sp^3 sînt legați prin legături homeopolare în coordonare tetraedrică, în timp ce la grafit atomii de carbon hibridizați sp^2 prezintă o structură compactă, în care planele de atomi sînt legate prin legături slabe de tip Van der Waals.

În cazul unor minerale, pentru aceeași combinație chimică pot să existe un număr variat de polimorfi: *dimorfism* (doi termeni), *trimorfism* (trei termeni) etc. În general, acești polimorfi sînt considerați specii minerale de sine stătătoare și primesc nume proprii. Un polimorf este stabil la o anumită temperatură și presiune. Termenul consacrat pentru polimorfi este *modificație* sau *fază*. Trecerea de la o fază la alta este numită *schimbare de fază* sau *transformare de fază*. Temperatura la care au loc transformările de fază sub presiune externă bine determinată se numește *punct de transformare*. Modificațiile se notează cu literele grecești α , β , γ etc.

Transformările polimorfe. Între formele polimorfe, la variații ale temperaturii, se pot stabili două moduri de transformări:

— transformări *monotrope*, când forma inițială trece ireversibil în forma stabilă, transformarea fiind posibilă doar într-un singur sens;

— transformări *enantiotrope*, când fiecare formă este stabilă într-un anumit domeniu de temperatură proprie, transformarea de tip reversibil realizându-se în ambele sensuri.

Transformările de fază (modificațiile) sînt clasificate după viteza cu care se produc. O transformare este rapidă atunci când faza existentă la temperatură ridicată sau la presiune înaltă se învîrtește în formă stabilă foarte repede, fără a mai putea fi studiată dinamica procesului, sau este lentă, în cazul în care faza de presiune înaltă și temperatură ridicată poate fi păstrată în condițiile de laborator un timp îndelungat și deci există posibilitatea de a fi cercetată pe tot parcursul evoluției procesului. Ca exemplu de transformare rapidă se poate cita transformarea α cuarț \rightleftharpoons β cuarț, iar pentru transformările lente: cuarț \rightleftharpoons tridimit \rightleftharpoons cristobalit. Modificațiile polimorfe minerale sînt numeroase și printre exemplele de polimorfism cele mai cunoscute putem menționa:

Carbonul — diamant și grafit;

Sulf — α sulf, β sulf și γ sulf;

Bioxidul de titan — rutil, anatas și brookit;

Hidroxidul de aluminiu — diaspor și böhmit;

Bioxidul de siliciu — α cuarț și β cuarț, α tridimit și β tridimit, α cristobalit și β cristobalit, coesit, stichovit (fig. II. 28, a);

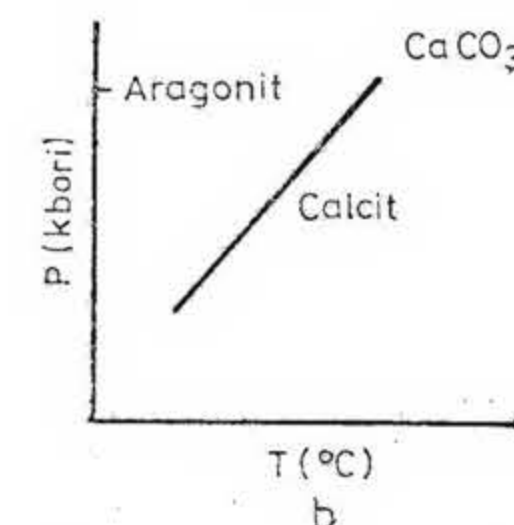
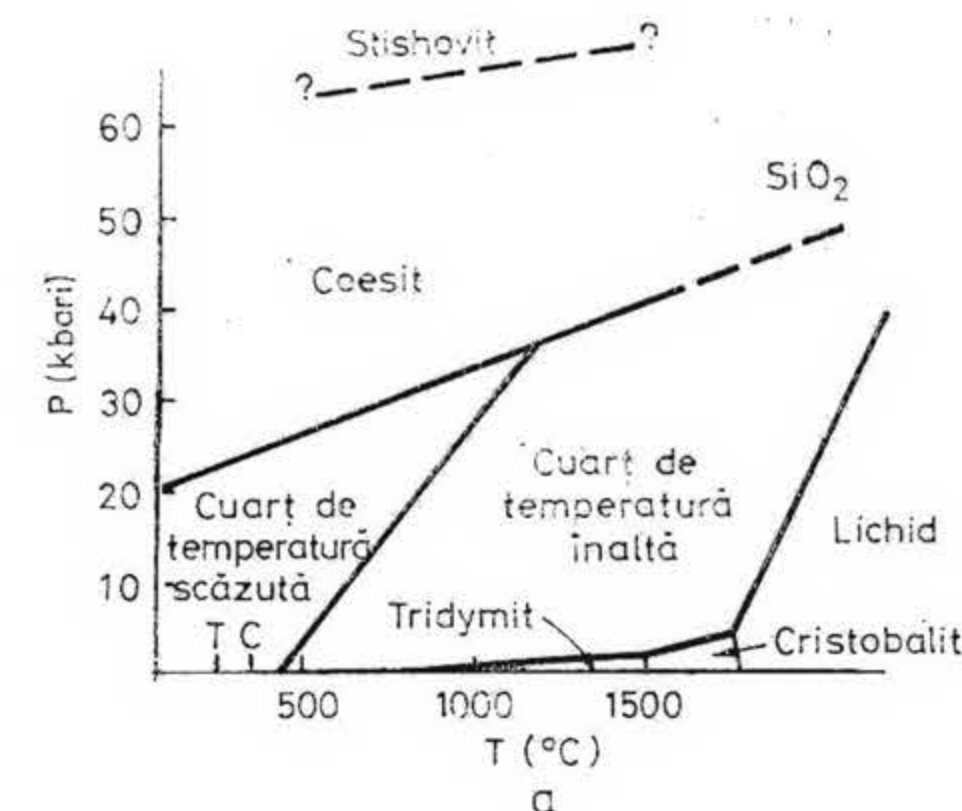


Fig. II.28. Diagrame de faze în sistemul SiO_2 (a) și CaCO_3 (b).

Carbonatul de calciu — calcit și aragonit (fig. II. 28, b);
 Silicatul de aluminiu — disten, sillimanit și andaluzit;
 Sulfura de fier (AX_2) — pirită și marcasită;
 Sulfura de zinc — blendă și wurtzit;
 Sulfura de cupru (AX) — calcozină rombică și calcozină hexagonală;
 Sulfura de argint — acantit și argentit;
 Sulfura de mercur — cinabru și metacinarbit.

3.4.3. MORFOTROPISMUL

Morfotropismul definește o schimbare a structurii cristaline produsă prin substituții ce conduc la depășirea limitelor izomorfismului.

Astfel, dacă într-o serie de cristale izomorfe cu o anumită structură particulele constitutive sînt înlocuite prin particule din ce în ce mai mari sau invers, din ce în ce mai mici, în așa fel încît modificarea produsă în mărirea lor relativă (raportul razelor) și polarizarea particulelor să nu depășească anumite limite, apar schimbări treptate a constantelor cristalografice fără ca prin aceasta cristalul să-și schimbe structura, el rămînînd izomorf cu sine însuși; de exemplu în cazul rețelei cubice a perowskitului de tip ABX_3 — $CaTiO_3$, prin înlocuirea ionilor de calciu prin ioni de stronțiu sau de bariu, sau prin înlocuirea titanului prin siliciu, tipul structural rămîne același. Dacă însă se fac substituiri care schimbă prea mult raza și polarizarea particulelor, atunci se schimbă și felul de coordonare și tipul de rețea, apărînd astfel o rețea nouă, ca de ex. la înlocuirea calciului cu magneziu, fier, mangan la perowskit. În primul caz se menține o rețea cubică de tipul perowskitului, caracteristică pentru $CaTiO_3$, $SrTiO_3$; în cazul al doilea se trece la o rețea trigonală de tipul corindonului, specifică pentru $MgTiO_3$, $FeTiO_3$, $MnTiO_3$. Substanțele care prin dimensiunile particulelor constitutive ocupă o poziție intermediară între două serii izomorfe pot cristaliza în ambele serii, prezentînd dimorfism. Un exemplu este carbonatul de calciu care apare ca termen extern în seriile izodimorfe ale carbonaților trigonali (calcit) și carbonaților rombic (aragonit).

3.4.4. IZOTIPIA

Izotipia este fenomenul care apare între mineralele care au aceeași structură (grupă spațială și formulă structurală identică), o compoziție chimică diferită și nu pot forma izomorfii din cauza diferențelor privind valoarea razelor ionice, parametrilor celulelor elementare și caracterelor legăturilor din rețea (grad de polarizare diferit). Izotipia determină o similitudine a proprietăților fizice condiționate de structură (habitus, tracht, clivaj, duritate); de exemplu la mineralele de tip AX cristalizate în rețea cubică centrată pe fețe (tip halit): $NaCl$, PbS , KCl , MgO , $PbTe$, MnS , NiO , $AgCl$, $AgBr$ aceste proprietăți sînt foarte asemănătoare, în ciuda marilor deosebiri privind chimismul lor.

4.4.5. POLITIPISMUL

Politipismul reprezintă de fapt un caz particular de polimorfism, care poate fi definit ca un polimorfism unidimensional în cadrul căruia cele două faze diferă prin modul de aranjare al unor strate bidimensionale identice. Astfel, în cazul sulfurii de zinc pot apare alternanțe între pachete, în care ionii de S și Zn sînt dispuși în serie ABC , ABC

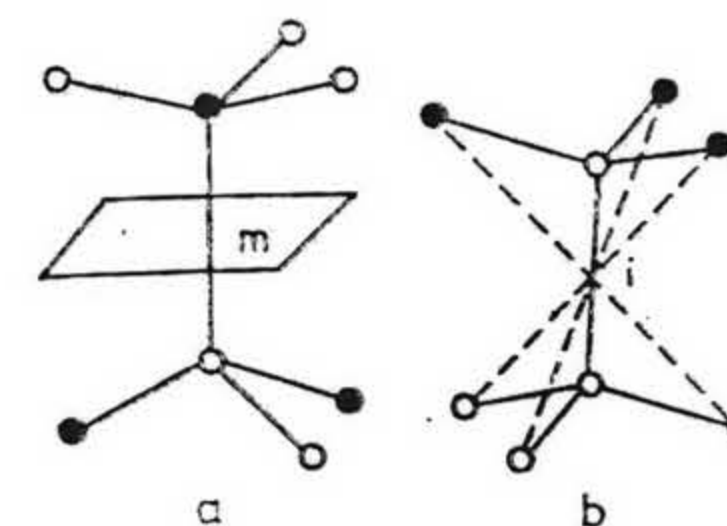


Fig. II.29. Dispoziția inițială de Zn și S în rețeaua cubică a blendei (a) și hexagonală a wurtzitului (b).

(simetrie cubică — tipul blendă) cu pachete în care ionii de S și Zn sînt dispuși în serie AB , AB (simetrie hexagonală — tipul wurtzit) (fig. II. 29). Politipismul este foarte răspîdit la filosilicați; unii politipi sînt întîlniți în mod comun în natură, alții apar foarte rar. Exemple pentru politipii din grupa micelor: $1M$, $2M_1$, $2M_2$ (monoclinici) și $2O$ (rombic), $3T$ (trigonal) și $6H$ (hexagonal). Factorii care influențează dezvoltarea fenomenului de politipism sînt temperatura de formare, presiunea, gradul de saturație, al soluțiilor, gradul de ordine / dezordine al structurii. Politipii reflectînd condițiile de formare, pot fi utilizați în unele cazuri ca indicatori în activitatea de prospecțiune și explorare. Cunoașterea lor este utilă în operațiile de separare a mineralelor și concentrarea acestora în cadrul operațiilor de preparare.

3.5. GENEZA MINERALELOR

Sistemele minerale reprezintă totalitatea substanțelor minerale în condițiile lor de interacțiune naturală. Ele diferă sub aspectul compoziției, structurii interne și ordinului de mărime. Cele mai importante din punctul de vedere urmărit aici sînt fazele minerale constituite din sisteme omogene din punct de vedere chimic, separate de restul mediului prin suprafețe de discontinuitate. Fazele minerale pot apărea fragmentate în sisteme individuale — cristale sau granule minerale. Prin dispersarea reciprocă a mai multor faze minerale iau naștere asociațiile de minerale, reprezentate prin roci sau minereuri. Sisteme minerale cu un grad de complexitate din ce în ce mai avansat pot fi considerate în continuare complexe magmatice, metamorfice sau sedimentare, ansamblul scoarței terestre, globul pămîntesc, cosmosul.

Mișcarea minerală apare, astfel, ca o formă complexă de mișcare a materiei care reflectă o adaptare continuă a acesteia la diferitele condiții termodinamice existente în

evoluția planetei, iar procesul mineralogenetic ca modificare naturală a compozițiilor configurațiilor și pozițiilor relative ale sistemului mineral.

Pentru a înțelege modul de formare a mineralelor trebuie urmărite pe de o parte procesele fizico-chimice și pe de altă parte factorii care influențează desfășurarea acestor procese.

Principalele procese fizico-chimice implicate în formarea mineralelor sînt: cristalizarea, recristalizarea, metasomatoza.

Cristalizarea este un proces de solidificare prin care materia fluidă, amorfă și cu structură confuză trece în stare cristalină, caracterizată prin structură internă reticulară și forme poliedrice exterioare. Cristalizarea poate avea loc din medii foarte diferite, de exemplu: din topituri complexe de silicați la mineralele rocilor magmatice, din fluide în stare supra-critică la mineralele din greisene și pegmatite, din lichide bogate în componenți volatili la mineralele din filoanele hidrotermale, din soluții suprasaturate la mineralele rocilor sedimentare de precipitație chimică sau evaporitice, din formațiuni coloidale (geluri) la mineralele sedimentare sau hidrotermale tardive sau din stare amorfă prin devitrificarea sticlelor vulcanice ca în cazul formării calcedoniei din opal.

Recristalizarea este în proces de regrupare și reorganizare progresivă a rețelelor cristaline ale mineralelor. Ea poate afecta atât agregate de minerale diferite cit și agregate compuse din cristale ale aceleiași specii minerale (de exemplu calcare). În acest din urmă caz, în lipsa contrastului chimic ca element catalizator acționează starea de potențial cristalografic care se stabilește între fețele neechivalente ale cristalelor adiacente.

Metasomatoza este un proces de transformare al unor minerale în altele, cu modificarea compoziției chimice în urma unui aport de substanță. Transformarea are loc în stare solidă, moleculă cu moleculă, prin intermediul apei interstițiale. După cum lichidul migrează odată cu ionii de-a lungul unor fisuri sau dimpotrivă rămîne stagnant, metasomatoza poate fi de *infiltrație* și respectiv de *difuzie*.

În afara acestor procese esențiale mai pot contribui la formarea mineralelor și o serie de procese fizico-chimice cu importanță limitată, precum: *licuația* (dezamestecul unor fracțiuni imiscibile dintr-o topitură omogenă prin care se separă unele sulfuri din magme bazice), *cristalizarea colectivă* (prin care cristalele mai mari se dezvoltă pe seama unor cristale mai mici, de exemplu porfiroblaste în formațiunile metamorfice), *sublimarea* (cristalizarea direct din starea gazoasă, prin care iau naștere mineralele exhalative vulcanice).

Aceste procese determină modificarea compoziției sistemului mineral prin:

- modificarea concentrației componentilor fără reacții chimice prin exsoluție (eliminarea unor componenți dintr-o fază mixtă) sau solubilizare (preluarea de către fază a unor componenți);

- transformări de fază, care pot fi: solid — solid (recristalizare), solid — lichid (topire și cristalizare), solid — vapori (sublimare);

- reacții chimice dintre substanțele minerale (metasomatoză), determinînd creșterea sau micșorarea numărului de faze.

Factorii predominanți care determină compoziția și configurația sistemelor minerale sînt condițiile termodinamice: temperatura și presiunea. În funcție de modul în care acționează acești factori la scară planetară, s-au separat trei mari domenii de formare și transformare a mineralelor: *domeniul magmatic*, caracterizat prin temperaturi foarte ridicate și presiuni mari; *domeniul metamorfic*, caracterizat prin temperaturi medii și presiuni variabile; *domeniul sedimentar*, caracterizat prin temperaturi și presiuni reduse. Energia care determină procesele de formare a mineralelor este de natură internă (endogenă) pentru domeniile magmatic și metamorfic și externă (exogenă) pentru domeniul sedimentar.

În cadrul unei compoziții globale date, formarea mineralelor trebuie privită ca un proces de adaptare a materiei la condițiile impuse de mediu, astfel încît să-i asigure o stabilitate maximă. Sensul de desfășurare al procesului este dat de tendințe de asigurare a celei mai mici energii libere în noile condiții; de exemplu, starea cu cea mai mare entropie la creșterea temperaturii sau cu cea mai mare densitate la creșterea presiunii.

Trebuie arătat însă că, în afară de temperatură și presiune, natura mineralelor și asociațiilor minerale rezultate este influențată de o serie de factori particulari cum sînt: viscozitatea magmelor, pH-ul fluidelor — în domeniul magmatic; raportul dintre presiunea de sarcină (litostatică), presiunea orientată (stress) și presiunea parțială a volatilelor (H_2O , CO_2) — în domeniul metamorfic; potențialul redox, factori fizici (insolație, îngheț), influența organismelor — în domeniul sedimentar.

3.6. TIPOMORFISMUL MINERALELOR

Prin tipomorfism se înțelege abilitatea mineralelor de a oglindi prin modul lor de prezentare, chimism, structură, proprietăți fizice, condițiile în care s-au format.

Dacă la început noțiunea de tipomorfism gravita în special în jurul aspectelor morfologice (fig. II. 30), ulterior sfera sa s-a extins asupra particularităților structurale a con-

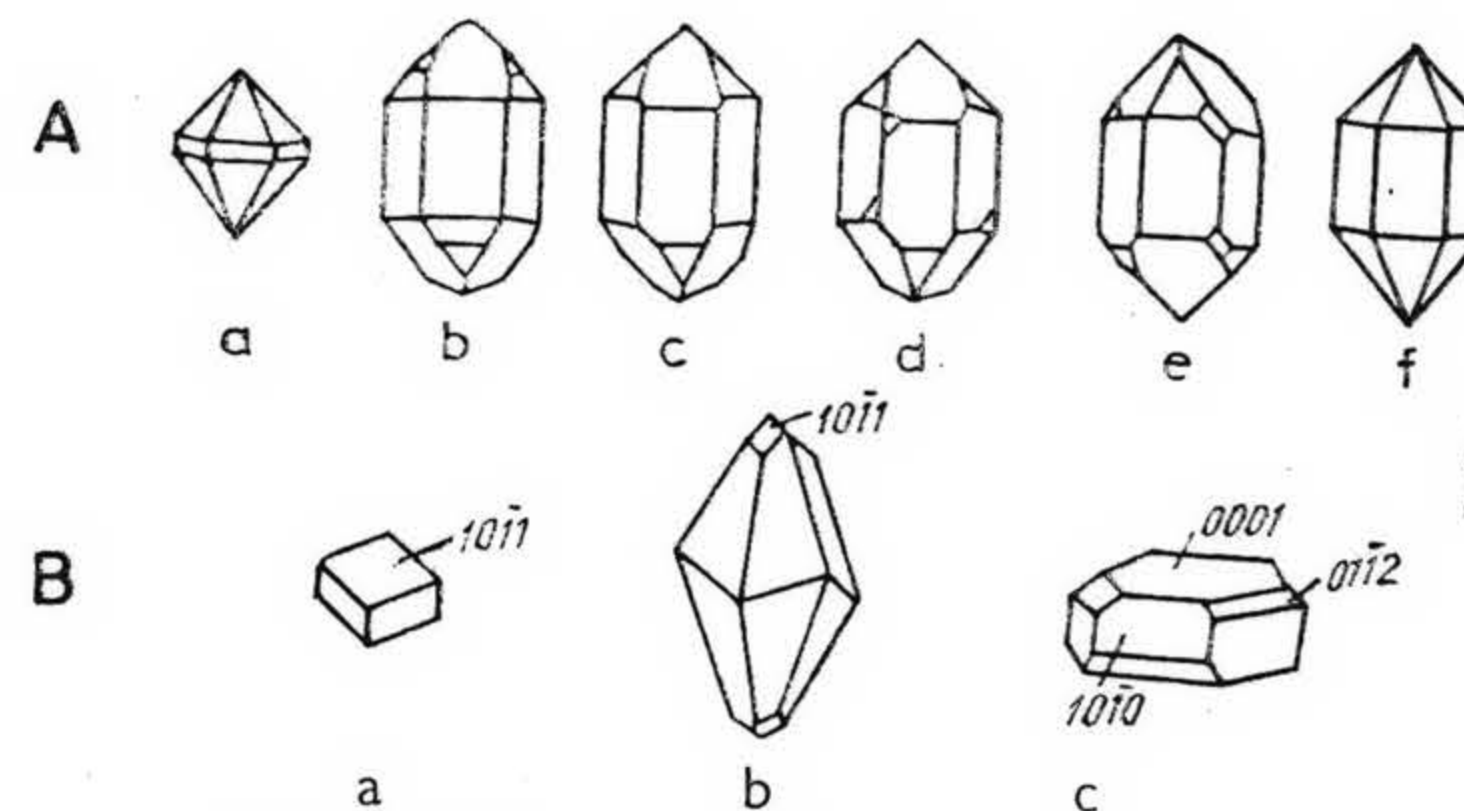


Fig. II.30. Aspecte morfologice caracteristice:

A — pentru cristale de cuarț cristalizate la diferite temperaturi; (a) > 573°C; b — 400–510°C; c — 360°C; d — 320°C; e — 300°C; f — 250°C; B — pentru: a — cristale de calcit cristalizate din soluții hidrotermale fierbinți (300–370°C); b — filoane mezo-epitermale (90–300°C); c — soluții apoase cu temperaturi sub 90°C.

ținutului în elemente majore și minore, a variației diverselor proprietăți fizice ca: duritate, greutate specifică, culoare, luciu etc. Noțiunea de tipomorfism include și înțelegerea noțiunilor de termometre geologice, barometre geologice și, în general, diversele aspecte ridicate de polimorfismul și izomorfismul mineralelor.

Informațiile pe care mineralele le pot furniza asupra propriilor condiții de formare, asupra genezei rocilor sau minereurilor care constituie ambianța lor geologică, s-au diver-

sificat și ele treptat și privesc acum nu numai condițiile termodinamice (temperatura, presiunea), ci și E_H -ul și pH -ul soluțiilor sau gradul de concentrare al acestora.

În general, trebuie operată distincția între *mineral tipomorf* prin care se înțelege că simpla prezență a unui mineral într-o anumită rocă, minereu etc. poate da informații asupra naturii procesului genetic, a condițiilor termodinamice, a chimismului magmelor, fluidelor, soluțiilor și în general, a mediului ambiant și *caracteristici tipomorfe*, prin care se înțeleg particularitățile structurii, chimismului sau proprietăți specifice ale mineralului dobândite în anumite condiții geologice.

Cunoașterea problemelor legate de noțiunea de tipomorfism este deosebit de importantă în activitățile practice legate de prospectarea substanțelor minerale utile. În acest sens trebuie urmărite simetriile însoțite de mineralele tipomorfe, alcătuirea chimică a acestora, respectiv cantitatea și distribuția elementelor chimice în rețea în afara elementelor fundamentale, cantitatea de elemente absorbite, diferitele concreșteri dintre diverse specii minerale asociate, incluziunile de minerale etc. Toate aceste date de observație conduc la aprecieri privind condițiile existente în timpul formării mineralelor, tipurile de progrese care au acționat în regiune, caracterul genetic specific formațiunii etc.

Datele evidențiate prin noțiunea de tipomorfism sînt interesante și în stabilirea unor criterii în dezvoltarea concepțiilor despre termometre și barometrele geologice. În acest sens interesante sînt modificările polimorfe impuse de variațiile T și P (ex.: bioxidul de siliciu) și care dau indicații legate de condițiile de apariție și dezvoltare a diferitelor minerale, indicații importante în studiile petrografice și litologice.

3.7. SISTEMATICA MINERALELOR

Unitatea fundamentală în mineralogie este mineralul considerat ca specie. Numărul exact al speciilor identificate depinde de definiția adoptată și de interpretarea ei, dar majoritatea autorilor este de acord că numărul acestora poate fi stabilit la circa 2 500 minerale, numărul varietăților fiind însă în jur de patru ori mai mare. Numărul speciilor cunoscute crește de altfel continuu, prin descoperirea și identificarea unor specii noi cu o rată apreciată a fi în jur de 40 minerale anual.

Repartizind numărul total de specii minerale cunoscute pe clase de minerale rezultă următoarele proporții: 25,8% silicați, 17,5% fosfați, 13,3% sulfuri, 12,4% oxizi-hidroxizi, 8,4% sulfati, 5,8% halogenuri, 4,5% carbonați, 3,3% elemente native, 2,9% borați. Din punct de vedere însă al gradului de participare la compoziția scoarței terestre, clarkurile calculate pentru diferite clase de minerale sînt, după F e r s m a n (1953), următoarele: 81% silicați (55% feldespați, 11% silice), 14% oxizi-hidroxizi, 0,7% carbonați, 0,7% fosfați, 0,5% halogenuri, 0,3–0,4% sulfuri și sulfati și 0,1% elemente native, putîndu-se aprecia că dintre speciile minerale numai circa 100 prezintă o răspîndire însemnată în scoarța terestră.

Trebuie arătat de la bun început că, avînd în vedere specificul mineralogiei între celelalte științe ale naturii, o clasificare perfectă nu este posibilă, datorită variabilității și complexității reale din natură dar, în același timp, că utilitatea ei este ferm argumentată de necesitatea existenței unor repere pentru abordarea studiului mineralelor, atît de către începători cît și de cercetătorii avizați. În studiul mineralelor nu se poate utiliza o clasificare bazată pe principiile utilizate în științele biologice, unde caracterele biologice

și motivele genetice unesc indivizii în genuri familii, în ordine și clase. În regnul mineral factorul genetic nu poate servi ca bază de clasificare convenabilă, deoarece mineralele cele mai diferite, din punctul de vedere al compoziției chimice se pot forma în același timp și pe aceeași cale; pe de altă parte, același mineral poate lua naștere în procese din cele mai felurite, ocurențele și paragenezele posibile ale unui mineral fiind adesea foarte variate.

În clasificare mineralele sînt împărțite în opt diviziuni majore considerate clase: I. Elemente native; II. Sulfuri; III. Halogenuri; IV. Oxizi-hidroxizi; V. Carbonați, nitrați, iodați, borați; VI. Sulfati, cromati, molibdați, wolframați; VII. Fosfați, arseniați, vanadați; VIII. Silicați.

Această clasificare se bazează pe criterii chimico-structurale, preluînd principiile clasificării chimice în termenii structurii cristalului.

Elementele native includ, astfel, metale (cu rețele metalice) ca și semimetale și metaloizi (cu rețele covalente). Sulfurile includ unii componenți cu rețele metalice, în majoritate compuși cu rețele covalente și foarte puțini compuși cu rețele ionice.

În următoarele clase, practic aproape toate mineralele au rețele ionice, variînd însă forța legăturilor ionice dintre particulele constitutive. La oxizi-hidroxizi și halogenuri structura (izodesmică) este determinată exclusiv de raportul geometric al particulelor constitutive, pe cînd în celelalte clase se remarcă apariția în structură a unor grupări ionice complexe (radicali) de tipul: XO_3 — carbonați, nitrați, borați; SO_4 — sulfati; PO_4 — fosfați și gruparea complexă SiO_4 la silicați.

Clasele individualizate astfel se divid în subclase, urmînd criteriile menționate. Astfel clasa I- Elemente native se divide în două subclase: metale și respectiv semimetale și metaloizi, iar clasa a VIII-a — Silicați se divide în subclasele: nezosilicați, sorosilicați, nezo-sorosilicați, ciclosilicați, inosilicați, filosilicați și tectosilicați, după modul de asociere în structură al tetraedrilor de SiO_4 .

În cadrul claselor și subclaselor se separă o serie de diviziuni care includ minerale legate chimic și structural, cum sînt *grupurile* (ex. grupul feldspaților, grupul piroxenilor sau grupul amfibolilor la silicați) sau *tipurile* (la sulfuri, halogenuri, oxizi).

În cadrul sulfurilor și oxizilor tipurile sînt aranjate în clasificare în ordinea descrescîterii raportului $A : X$, astfel că principalele sulfuri metalice sînt plasate la începutul clasei sulfurilor, iar cupritul este așezat primul, între oxizii simpli. La oxizii multipli (ex. spineli) sau sulfurile multiple (sulfosăruri), aranjamentul este dat în primul rînd de raportul $A + B : X$ și apoi de ordinea descrescîndă a raportului $A : B$.

În cadrul tipurilor se separă grupe care conțin în mod uzual minerale cu structură asemănătoare. Astfel, în tipul AX la sulfuri, grupa galenei conține: galenă PbS , clausthalit $PbSe$ și altait $PbTe$, cu structură cub cu fețe centrate, iar grupa blendei: meta-cinabarit $(Hg, Fe, Zn)S$, tiemanit (Hg, Se) și coloradoit $(HgTe)$ cu structură cubic polară.

Formarea grupelor nu poate fi redusă, însă, doar la criteriul structurii. Astfel, tipul A_mX_n arată adesea, în diferite clase, similitudini geometrice și structurale, atunci cînd raportul $A : X$ este asemănător. Halitul de exemplu, unde $A = Na$ și $X = Cl$, este similar în structură cu galena, unde $A = Pb$ și $X = S$ și cu periclazul, unde $A = Mg$ și $Y = O$. Totuși din punct de vedere mineralogic ele sînt minerale net diferite și nu pot fi plasate împreună într-o clasificare, aceasta fiind și rațiunea subordonării diviziunii în tipuri și în clase. La baza constituirii grupelor de minerale stau pe lîngă asemănările privind structura și asemănările privind caracterele chimice și fizice. În general, s-a căzut de acord, prin consens, că ori de cîte ori caracterele unor minerale, aparținînd aceluiași tip, pot fi profitabil discutate împreună, ele sînt formeze o grupare de minerale.

¹⁾ A (și B) reprezintă ioni pozitivi (cationi) sau atomi electropozitivi., iar X reprezintă ioni negativi (anioni) sau atomi electronegativi.

Grupele se divid în serii sau specii, în funcție de variabilitatea în compoziția chimică. Astfel, grupa zeoliților conține un număr de specii individuale, cu variabilitate limitată, pe când grupa olivinei sau plagioclazilor formează o serie de variabilitate compozițională continuă.

Seriile se divid în termeni care pot fi considerați specii individuale (ex. seria plagioclazilor cu speciile albit, oligoclaz, andezin, labradorit, bytownit, anortit) sau subspecii. În acest caz, de exemplu, albitul fiind o subspecie a seriei plagioclazilor. Limitele care separă diferiții termeni ai unei serii sînt arbitrare, dar cum separarea unor termeni în aceste serii implică o deosebită semnificație petrogenetică (ex. la olivine, piroxeni, amfiboli, mîce, plagioclazi etc.), ele s-au dovedit deosebit de utile, atît în cercetare cît și în practica curentă.

Se poate aprecia, astfel, că sistematica actuală în mineralogie, departe de a avea un caracter scolastic, devine un util instrument de lucru pentru cunoașterea mai profundă a mineralelor, a relațiilor dintre ele, a condițiilor de formare și răspîndire a acestora în scoarța terestră.

O prezentare sistematică a principalelor minerale cunoscute în natură, clasificate în clase, tipuri, grupe, serii, pe baza criteriilor discutate, este prezentată în tabelul II.14. Din totalitatea mineralelor cunoscute au fost reținute mineralele cele mai răspîndite, care formează rocile și minereurile, precum și mineralele mai rare dar cu o deosebită importanță economică (mineralele radioactive sau care conțin elemente rare). Sînt incluse, de asemenea, mineralele care au fost descoperite pentru prima oară în lume, pe teritoriul României.

Tabelul II.14

Sistematica mineralelor

I. ELEMENTE NATIVE

A. Metale

Grupa aurului

Aur	Au
Argint	Ag
Cupru	Cu
Plumb	Pb
Mercur	Hg

Grupa plătinei

Platina	Pt
Paladium	Pd
Platiniridium	(Ir, Pt)
Aurosmiridium	(Au, Os, Ir)

Grupa newjanskitei

Newjanskit	(Ir, Os)
Sinserskit	(Os, Ir)

Grupa fierului și a mineralelor din meteoriți

Fier	Fe
Nichel-fier	(Ni, Fe)

Cohenit	(Fe, Ni) ₃ C
Moissanit	(SiC)
Osbornit	TiN
Schreibersit	(Fe, Ni) ₃ P
Siderazot	Fe ₅ N ₂
Tantalcarbide	TaC
Staniu Sn	
Zinc Zn	

B. Semimetale și nemetale

Grupa arseniului

Arsen As	As
Arsenolamprit	AsSb
Allemontit	Sb
Antimoniu	Bi
Bismut	

Grupa telurului

Seleniu	Se
Teluriu	Te

Grupa sulfurului

α — sulf	S
β — sulf	S
γ — sulf	S

Grupa carbonului

Diamant	C
Grafit	C

II. SULFURI

A. Sulfuri simple și compuși similari

1. Tipul A_mX_n

Grupa tetradimitului

Telurobismutina	Bi ₂ Te ₃
Tetradimit	Bi ₂ Te ₂ S
Joseit	Bi ₃ TeS
Săcărlimbit (Nagyagit)	Pb ₅ Au (Te, Sb) ₄ S ₅₋₈

Grupa arseniurilor de cupru

Algodonit	Cu ₆ As
Domeykit	Cu ₃ As

2. Tipul A_3X

Discrasit	Ag ₃ Sb
-----------	--------------------

3. Tipul A_2X

Grupa argentitului

Argentit	Ag_2S
Naumannit	Ag_2Se
Digenit	$Cu_{2-x}S$
Berzelianit	Cu_2Se
Hessit	Ag_2Te
Petzit	Ag_3AuTe_2

Grupa calcozinei

Calcozină	Cu_2S
Acantit	Ag_2S
Stromeyerit	$AgCuS$

4. Tipul A_3X_2

Bornit	Cu_5FeS_4
Maucherit	$Ni_{11}As_8$

5. Tipul A_4X_3

Dimorfit	As_4S_3
Rickardit	Cu_4Te_3
Weissit	Cu_5Te_3

6. Tipul AX

Grupa galenei

Galena	PbS
Clausthalit	$PbSe$
Altait	$PbTe$
Alabandină	MnS
Oldhamit	CaS

Grupa blendei

Blendă	ZnS
Metacinabarit	$(Hg, Fe, Zn)SHgS$
Tiemannit	$HgSe$
Coloradoit	$HgTe$

Grupa calcopiritei

Calcopirită	$CuFeS_2(Cu_2Fe_2S_4)$
Stannin	Cu_2FeSnS_4

Grupa wurtzitului

Wurtzit	ZnS
Greenockit	CdS
Voltzit	Zn_5S_4O

Grupa nichelinei

Pirotină	$Fe_{1-x}S$
----------	-------------

Valleriit	$Cu_2Fe_4S_7?$
Nichelină	$NiAs$
Breithauptit	$NiSb$
Millerit	NiS
Pentlandit	$(Fe, Ni)_9S_8$
Cubanit	$CuFe_2S_3$
Sternbergit	$AgFe_2S_3$
Argentopirită	$AgFe_3S_4$
Argiopirită	$Ag_3Fe_7S_{11}$
Frieseit	$Ag_2Fe_5S_8$

Grupa covelinei

Covelină	CuS
Klockmannit	$CuSe$
Cinabru	HgS
Realgar	AsS
Cooperit	PtS
Empressit	$AgTe$
Muthmannit	$(Ag, Au)Te$

7. Tipul A_3X_4

Seria linneilului

Linneit	Co_3S_4
Siegenit	$(Co, Ni)_3S_4$
Carrollit	Co_2CuS_4
Violarit	Ni_2FeS_4
Polidimit	Ni_3S_4
Badenit	$(Co, Fe, Ni)_3(As, Bi)_4?$

8. Tipul A_2X_3

Grupa auripigmentului

Auripigment	As_2S_3
-------------	-----------

Grupa stibinei

Stibină	Sb_2S_3
Bismutină	Bi_2S_3
Guanajuatit	Bi_2S_3
Kermesit	Sb_2S_2O

9. Tipul AX_2

Grupa piritei

Pirită	FeS_2
Bravoit	$(Ni, Fe)S_2$
Sperrylit	$PtAs_2$
Hauerit	MnS_2

Grupa cobaltinei

Cobaltină	$CoAsS$
-----------	---------

Gersdorfit NiAsS
Ullmannit NiSbS

Grupa löllingitului

Löllingit FeAs_2
Safflorit $(\text{Co}, \text{Fe})\text{As}_2$
Rammelsbergit NiAs_2
Marcasită FeS_2

Grupa mispichelului

Mispichel (arsenopirită) FeAsS
Glaucodot $(\text{Co}, \text{Fe})\text{AsS}$
Lautit CuAsS

Grupa molibdenitului

Molibdenit MoS_2
Tungstenit WS_2

Grupa krenneritului

Krennerit AuTe_2
Calaverit AuTe_2
Silvanit $(\text{Ag}, \text{Au})\text{Te}_2$
Melonit NiTe_2

10. Tipul AX_3

Seria skutteruditului

Skutterudit $(\text{Co}, \text{Ni})\text{As}_3$
Smaltină $(\text{Co}, \text{Ni})\text{As}_{3-x}$
Nichelskutterudit $(\text{Ni}, \text{Co})\text{As}_3$
Cloantit $(\text{Ni}, \text{Co})\text{As}_{3-x}$

B. Sulfosăruri și compuși similari

1. Tipul $\text{A}_m\text{B}_n\text{X}_p$ (unde $m + n : p > 4 : 3$)

Grupa polibazitului

Polibazit $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$
Pearceit $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{As}_2\text{S}_{11}$
Poliargirit $\text{Ag}_{24}\text{Sb}_2\text{S}_{15}$

Grupa argiroditului

Argirodit Ag_8GeS_6
Canfieldit Ag_5SnS_6
Stefanit Ag_5SbS_4
Epigenit $(\text{Cu}, \text{Fe})_5\text{AsS}_6$

2. Tipul A_3BX_3

Grupa sulfosărurilor cu argint

Pirargirit As_3SbS_3

Proustite Ag_3AsS_3
Pirostilpnit Ag_3SbS_3
Stilotipit $(\text{Ag}, \text{Cu}, \text{Fe})_3\text{SbS}_3$
Xantocorit Ag_3AsS_3
Wittichenit Cu_3BiS_3

Grupa tetraeditului

Tetraedit $(\text{Cu}, \text{Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$
Tennantit $(\text{Cu}, \text{Fe})_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$
Goldfieldit $\text{Ca}_{12}\text{Te}_2\text{Sb}_4\text{S}_{16}$

3. Tipul A_3BX_4

Grupa sulvanitului

Sulvanit Cu_3VS_4
Germanit $\text{Cu}_3\text{CaS}_4?$
Colusit $\text{Cu}_3(\text{Sn}, \text{Fe}, \text{Te}, \text{V}, \text{As})\text{S}_4$

Grupa enargitului

Famatinit Cu_3SbS_4
Enargit Cu_3AsS_4
Beegerit $\text{Pb}_6\text{Bi}_2\text{S}_9$
Samsonit $\text{Ag}_4\text{MnSb}_2\text{S}_6$
Geocronit $\text{Pb}_5(\text{Sb}, \text{As})_2\text{S}_8$
Gratonit $\text{Pb}_9\text{As}_4\text{S}_{15}$
Lengenbachit $\text{Pb}_6(\text{Ag}, \text{Cu})_2\text{As}_4\text{S}_{13}$
Jordanit $\text{Pb}_{14}\text{As}_7\text{S}_{24}$
Guitermanit $\text{Pb}_{10}\text{As}_6\text{S}_{19}$
Meneghinit $\text{Pb}_{13}\text{Sb}_7\text{S}_{23}(\text{CuPb}_{13}\text{Sb}_7\text{S}_{24})$
Lillianit $\text{Pb}_3\text{Bi}_2\text{S}_6$

4. Tipul A_2BX_3

Grupa bournonitului

Bournonit PbCuSbS_3
Seligmannit PbCuAsS_3
Aikinit PbCuBiS_3
Berthonit $\text{Pb}_2\text{Cu}_7\text{Sb}_5\text{S}_{13}$
Diaforit $\text{Pb}_2\text{Ag}_3\text{Sb}_3\text{S}_8$
Freieslebenit $\text{Pb}_3\text{Ag}_5\text{Sb}_5\text{S}_{12}$

5. Tipul ABX_2 ($\text{A} : \text{B} \sim 1 : 1$)

Grupa boulangeritului

Boulangerit $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$ sau $\text{Pb}_2\text{Sb}_2\text{S}_5$
Miargirit AgSbS_2
Matildit AgBiS_2
Smithit AgAsS_2

Grupa calcostibitului

Calcostibit	CuSbS_2
Emplectit	CuBiS_2
Lorandit	TeAsS_2
Teallit	PbSnS_2
Hammarit	$\text{Pb}_2\text{Cu}_2\text{Bi}_4\text{S}_9$

6. Tipul $\text{A}_2\text{B}_2\text{X}_5$ ($\text{A} : \text{B} \sim 1 : 1$)

Dufrenoyisit	$\text{Pb}_2\text{As}_2\text{S}_5$
Cosalit	$\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$
Kobellit	$\text{Pb}_2(\text{Bi}, \text{Sb})_2\text{S}_5$
Franckit	$\text{Pb}_5\text{Sn}_3\text{Sb}_2\text{S}_{14}$
Fizelyit	$\text{Pb}_5\text{Ag}_2\text{Sb}_8\text{S}_{18}$
Ramdohrnit	$\text{Pb}_3\text{Ag}_2\text{Sb}_6\text{S}_{13}$
Wittit	$\text{Pb}_5\text{Bi}_6(\text{S}, \text{Se})_{14}$
Jamesonit	$\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$
Rathit	$\text{Pb}_{13}\text{As}_{18}\text{S}_{40}$

7. Tipul $\text{A}_2\text{B}_3\text{X}_6$ ($\text{A} + \text{B} : \text{X} \sim 5 : 6$)

Grupa andoritului

Andorit	$\text{PbAgSb}_3\text{S}_6$
Lindströmit	$\text{PbCuBi}_3\text{S}_6$
Baumhaucrit	$\text{Pb}_4\text{As}_6\text{S}_{13}$
Liveingit	$\text{Pb}_6\text{As}_8\text{S}_{17}$

Grupa plagionitului

Fülöppit	$\text{Pb}_3\text{Sb}_8\text{S}_{15}$
Plagionit	$\text{Pb}_5\text{Sb}_8\text{S}_{17}$
Heteromorfit	$\text{Pb}_7\text{Sb}_8\text{S}_{19}$
Semseyit	$\text{Pb}_9\text{Sb}_8\text{S}_{21}$

8. Tipul AB_2X_4 ($\text{A} : \text{B} \sim 1 : 2$)

Hutchinsonit	$(\text{Pb}, \text{Ti})_2(\text{Cu}, \text{Ag})\text{As}_5\text{S}_{10}$
Rezbanyit	$\text{Pb}_3\text{Cu}_2\text{Bi}_{10}\text{S}_{19}$
Galenobismutina	PbBi_6S_4
Weibullit	$\text{PbBi}_2(\text{S}, \text{Se})_4$
Platynit	$\text{PbBi}_2(\text{S}, \text{Se})_3$
Chiviatit	$\text{Pb}_3\text{Bi}_8\text{S}_{15}$
Alaskait	$\text{Pb}(\text{Ag}, \text{Cu})_2\text{Bi}_4\text{S}_8$
Zinkenit	$\text{Pb}_6\text{Sb}_{14}\text{S}_{27}$
Sartorit	PbAs_2S_4
Berthierit	FeSb_2S_4
Cilindrit	$\text{Pb}_3\text{Sn}_4\text{Sb}_2\text{S}_{14}$
Gladit	$\text{PbCuBi}_5\text{S}_9$
Verbait	$\text{TiAs}_2\text{SbS}_5$

9. Tipul AB_4X_7

Livingstonitul	HgSb_4S_7
----------------	---------------------------

III. HALOGENURI

A. Săruri haloide normale, anhidre și hidratate

1. Tipul AX

Grupa sării geme

Halit	NaCl
Silvină	KCl
Villiaumit	NaF
Kerargirit	AgCl
Bromirit	AgBr
Salmiac	NH_4Cl

Grupa nantokitului

Nantokit	CuCl
Iodirit	AgI
Calomel	HgCl

2. Tipul AX_2

Grupa fluorinei

Fluorină	CaF_2
Gagarinit	NaCaYF_6
Coccinit	HgI_2
Cotunnit	PbCl_2
Bischofit	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

3. Tipul AX_3

Cloraluminit	$\text{AlCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
--------------	---

B. Oxisăruri și hidroxil săruri haloide

1. Tipul $\text{A}_m(\text{O}, \text{OH})_p\text{X}_q$

Grupa mallockitului

Matlockit	PbFCl
Daubrecit	$\text{BiO}(\text{OH}, \text{Cl})$
Laurionit	$\text{Pb}(\text{OH})\text{Cl}$

Grupa atacamitului

Atacamit	$\text{Cu}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$
Kempit	$\text{Mn}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$

2. Tipul $\text{A}_m\text{B}_n(\text{O}, \text{OH})_p\text{X}_q$

Boleit	$\text{Pb}_9\text{Ag}_3\text{Cu}_8\text{Cl}_{21}(\text{OH})_{16} \cdot 2\text{H}_2\text{O} ?$
--------	---

C. Săruri haloide complexe, alumino-fluoruri

1. Tipul $\text{A}_m\text{BX}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Clorocalcit	KCaCl_3
Carnalit	$\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Tahihidrit	$\text{CaMg}_2\text{Cl}_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$

2. Tipul A_mBX_4

Avogadrit	$(K, Cs)BF_4$
Ferruccit	$NaBF_4$
Criolitionit	$Na_3Li_3Al_3F_{12}$

3. Tipul $A_mBX_4 \cdot H_2O$

Seria eritrosideriului

Eritrosiderit	$K_2FeCl_3H_2O$
Kremersit	$(NH_4, K)_2FeCl_5H_2O$

4. Tipul A_mBX_6

Criptohalit	$(NH_4)_2SiF_6$
-------------	-----------------

D. Săruri alumino — fluoruri

Croilit	Na_3AlF_6
---------	-------------

IV. OXIZI ȘI HIDROXIZI

A. Oxizi simpli

1. Tipul A_2X

Grupa cupritului

Cuprit	Cu_2O
Apa	H_2O

2. Tipul AX

Grupa periclazului

Periclaz	MgO
Bunsenit	NiO
Manganozit	MnO
Limit	CaO

Grupa zincitului

Zincit	ZnO
Bromelit	BeO
Tenorit	CuO
Montroydit	HgO
Litargă	PbO
Massicot	PbO

3. Tipul A_3X_4

Minium	Pb_3O_4
--------	-----------

4. Tipul A_2X_3

Grupa hematitului

Corindon	Al_2O_3
Hematit	Fe_2O_3

Grupa ilmenitului

Ilmenit	$FeTiO_3$
Geikielit	$MgTiO_3$
Pirofanit	$MnTiO_3$

Grupa arsenolitului

Arsenolit	As_2O_3
Senarmontit	Sn_2O_3
Claudetit	As_2O_3
Valentinit	Sb_2O_3
Bixbyit	$(Mn, Fe)_2O_3$
Braunit	$(Mn, Si)_2O_3$

5. Tipul AX_2

Grupa rutilului

Rutil	TiO_2
Piroluzit	MnO_2
Wad	gel cu minerale de mangan
Todorokit	$Mn_8(O, OH)_{16}2H_2O?$
Casiterit	SnO_2
Plattnerit	PbO_2
Anatas	TiO_2
Brookit	TiO_2
Telurit	TeO_2
Selenolit	SeO_2
Cervanitit	Sb_2O_4
Stibiconit	$Sb_2O_6(OH)$
Bismit	Bi_2O_3
Sillenit	Bi_2O_3

6. Tipul A_mX_n

Ilsemannit	$Mo_3O_8 \cdot nH_2O?$
Tungstit	$WO_3 \cdot H_2O$

B. Oxizi conținând uraniu, thoriu și zircon

Baddeleyit	ZrO_2
------------	---------

Grupa uraninitului

Uraninit	UO_2
Thorianit	ThO_2
Gummit	$UO_3 \cdot nH_2O$
Clarkeit	$UO_3 \cdot nH_2O?$
Becquerelit	$2UO_3 \cdot 3H_2O?$
Schoepit	$4UO_3 \cdot 9H_2O?$
Fourmarierit	$PbO \cdot 4UO_3 \cdot 5H_2O?$
Curit	$2PbO \cdot 5UO_3 \cdot 4H_2O?$
Uranosferit	$Bi_2O_3 \cdot 2UO_3 \cdot 3H_2O?$
Vandenbrandit	$CuO \cdot UO_3 \cdot 2H_2O$
Iantinit	$2UO_2 \cdot 7H_2O$

C. Hidroxizi și oxizi cu conținut în hidroxil

1. Tipul AX_2

Grupa brucitului

Brucit	$Mg(OH)_2$
Pirocroit	$Mn(OH)_2$
Portlandit	$Ca(OH)_2$

Grupa lepidocrocitului

Lepidocrocit	$FeO(OH)$
Böhmit	$AlO(OH)$
Manganit	$MnO(OH)$

Grupa hidrotalcitului

Hidrotalcit	$Mg_3Al_2(OH)_6CO_3 \cdot 4H_2O$
Piroaurit	$Mg_3Fe_2(OH)_6CO_3 \cdot 4H_2O$

Grupa sjögrenitului

Manasseit	$Mg_3Al_2(OH)_6CO_3 \cdot 4H_2O$
Sjögrenit	$Mg_3Fe_2(OH)_6CO_3 \cdot 4H_2O$
Psilomelan	$BaMn^2Mn^4O_8(OH)_4$

2. Tipul AX_3

Sassolit	$B(OH)_3$
Gibbsit	$Al(OH)_3$
Hydrocalumit	$Ca_3Al_2(OH)_{14} \cdot 6H_2O$

D. Oxizi multipli

1. Tipul ABX_2

Delafossit	$CuFeO_2$
------------	-----------

Grupa goethitului

Diaspor	$HAIO_2$
Goethit	$HFeO_2$
Hidrogoethit (Limonit)	

2. Tipul AB_2X_4

Grupa spinelului

— Seria spinelului

Spinel	$MgAl_2O_4$
Hercinit	$FeAl_2O_4$
Gahnit	$ZnAl_2O_4$
Galaxit	$MnAl_2O_4$

— Seria magnetitului

Magnezioferit	$MgFe_2O_4$
Magnetit	$FeFe_2O_4$
Franklinit	$ZnFe_2O_4$

Jacobsit	$MnFe_2O_4$
Trevorit	$NiFe_2O_4$
Maghemit	Fe_2O_3

— Seria cromitului

Magneziocromit	$MgCr_2O_4$
Cromit	$FeCr_2O_4$

Grupa hausmanitului

Hausmanit	$MnMn_2O_4$
Heterolit	$ZnMn_2O_4$
Hidroheterolit	$Zn_2Mn_4O_8 \cdot H_2O$
Crisoberil	$BeAl_2O_4$
Crednerit	$CuMn_2O_4$

3. Tipul AB_4X_7

Högbomit	$Mg(Al, Fe, Ti)_4O_7$
Safirin	$(Mg, Fe)_{15}(Al, Fe)_{24}Si_7O_{80}$
Plumboferit	$PbFe_4O_5$

4. Tipul ABX_3

Quenselit	$PbMnO_2(OH)$
Perovskit	$CaTiO_3$

5. Tipul A_2BX_5

Pseudobrookit	Fe_2TiO_5
---------------	-------------

6. Tipul AB_2X_5

Calcofanit	$ZnMn_2O_5 \cdot 2H_2O ?$
Zirkelit	$(Ca, Fe, Th, U)_2(Ti, Zr)_2O_5$

7. Tipul AB_3X_8

Coronadit	$MnPbMn_6O_{14}$
Hollandit	$MnBaMn_6O_{14}$
Cesarolit	$PbMn_3O_7 \cdot H_2O$

E. Oxizi multipli cu columbiu, tantal și titan

1. Tipul ABX_4 Seria piroclor — microlit. $A_2B_2O_6$ (O, OH, F)

	A	B
Piroclor	Na, Ca, K, Mg, Fe	Nb, Ta, Ti, Sn ?
	Mn, Ce	Fe^3, W
Microlit	La, Dy, Er, Y, Th,	Ta, Nb, Ti, Sn ?
	Zr, U	Fe^3, W

Seria fergusonitului ABO_4

	A	B
Fergusonit	Y, Er, (Ce, La, Dy), Fe^2	Nb, Ta, Ti, Sn, W
Formanit	U, Zr, Th, Ca	Ta, Nb, Ti, Sn, W
Ytrotantalit	$Fe^2, Y, U, Ca, Mn, Ce, Th$	Nb, Ta, Ti, Zr, Sn

ABO ₄	A	B
Polimignit	Ca, Fe ²⁺ , (Y, Er, Ce) Zr, Th	Nb, Ti, Ta, Fe ³⁺
Isikawait	U, Fe ²⁺ , (Y, Er, Ce)	Nb, Ta
Loranskit	Y, Ce, Ca Zr (?)	Ta, Zr (?)
<i>Seria stibiotantalitului ABO₄</i>		
Stibiotantalit	Sb, Bi	Ta, Nb
Stibiocolumbit	Sb, Bi	Nb, Ta
Bismutotantalit	Bi	Ta, Nb
Simpsonit ABO ₄ ?	Al	Ta
2. Tipul A _m B _n X _p (m : n ≈ 2 : 3 până la 3 : 5)		
Arizonit	Fe	Ti
Kalkowskit	Fe	Ti
Oliveirait	Zr	Ti
Brannerit	U, Ca, Fe, Y, Th	Ti
3. Tipul AB ₂ X ₆		
<i>Grupa tapiolitului AB₂O₆</i>		
Tapiolit	Fe, Mn	Ta, Nb
Mossit	Fe, Mn	Nb, Ta
<i>Grupa columbit-tantalit AB₂O₆</i>		
Columbit	Fe, Mn, Sn ?	Nb, Ta, W
Tantalit	Fe, Mn	Ta, Nb
<i>Grupa euxenit — policras AB₂O₅</i>		
Euxenit	Y, Ca, Ce, U, Th	Nb, Ta, Ti
Policraz	Y, Ca, Ce, U, Th	Ti, Nb, Ta, Fe ³⁺
<i>Grupa eschinit-priorit AB₂O₆</i>		
Eschinit	Ce, Ca, Fe ²⁺ , Th	Ti, Nb, Ta
Priorit	Y, Er, Ca, Fe, Th	Ti, Nb, Ta
Samarskit	Y, Er, Ce, La, U, Ca	Nb, Ta, Ti, Sn, W Zr (?)
Thoreaulit	Fe, Pb, Th	Ta
4. Tipul A _m B _n X _p (m : n ≤ 1 : 3)		
<i>Seria betafitului</i>		
Betafit	U, Ca, Th, Pb, Ce, Y	Ti, Nb, Ta, Fe
Ampangabeit	Y, Er, U, Ca, Th	Nb, Ta, Fe ³⁺ , Ti (?)

V. CARBONAȚI, NITRAȚI, IODAȚI, BORAȚI

A. CARBONAȚI

Carbonați acizi

1. Tipul AH(XO₃)

Nahcolit	NaHCO ₃
----------	--------------------

Kalicinit
Trona

KHCO₃
Na₃H (CO₃)₂ 2H₂O

Carbonați normali anhidri

1. Tipul A (XO₃)

Grupa calcitului

Calcit	CaCO ₃
Magnezit	MgCO ₃
Siderit	FeCO ₃
Rodocrozit	MnCO ₃
Cobaltocalcit	CoCO ₃
Smithsonit	ZnCO ₃
Otavit	CdCO ₃

Grupa aragonitului

Aragonit	CaCO ₃
Witherit	BaCO ₃
Strontianit	SrCO ₃
Ceruzit	PbCO ₃

2. Tipul AB (XO₃)₂

Grupa dolomitului

Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂
Ankerit	Ca(Mg,Fe)(CO ₃) ₂
Kutnahorit	Ca(Mn,Mg)(CO ₃) ₂
Alstonit	CaBa(CO ₃) ₂
Baritocalcit	CaBa(CO ₃) ₂

Carbonați normali hidratați

1. Tipul A (XO₃) · xH₂O

Termonatrit	Na ₂ CO ₃ H ₂ O
Nesquehonit	MgCO ₃ 3H ₂ O
Lansfordit	Mg CO ₃ 5H ₂ O
Natron (Soda)	Na ₂ CO ₃ 10H ₂ O

2 Tipul variat de săruri duble hidratate

Buetschlüt	K ₆ Ca ₂ (CO ₃) ₅ 6H ₂ O
Pirssonit	Na ₂ Ca(CO ₃) ₂ 2H ₂ O
Gaylussit	Na ₂ Ca(CO ₃) ₂ 5H ₂ O
Schröckingerit	NaCa ₃ (UO ₂)(CO ₃) ₃ (SO ₄) F · 10H ₂ O
Voglit	U, Cu, Ca carbonat
Bayleyt	Mg ₂ (UO ₂)(CO ₃) ₃ · 18H ₂ O
Swartzit	CaMg(UO ₂)(CO ₃) ₃ · 12H ₂ O
Andersonit	Na ₂ Ca(UO ₂)(CO ₃) ₃ · 6H ₂ O

Liebigit	$\text{Ca}_2\text{U}(\text{CO}_3)_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Lantanit	$(\text{La}, \text{Ce})_2(\text{CO}_3)_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

Carbonați conținând oxidril sau halogen

1. Tipul $A_m(\text{XO}_3)_p Z_q$

Loseyit	$(\text{Mn}, \text{Zn})_7(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_{10}$
Zaratit	$\text{Ni}_3(\text{CO}_3) \cdot (\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Hidrozinait	$\text{Zn}_5(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_6$
Auricalcit	$(\text{Zn}, \text{Cu})_5(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_6$
Malachit	$\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$
Fosgenit	$\text{Pb}_2(\text{CO}_3) \text{Cl}_2$
Bismutit	$(\text{BiO})_2(\text{CO}_3)$
Artinit	$\text{Mg}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Azurit	$\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$
Hidroceruzit	$\text{Pb}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$
Hidromagnezit	$\text{Mg}_4(\text{CO}_3)_3(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Rutherfordit	$(\text{UO}_2)(\text{CO}_3) ?$
Sharpit	$(\text{UO}_2)_6(\text{CO}_3)_5(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O} ?$

2. Tipul $A_m B_n(\text{XO}_3)_p Z_q$

Dawsonit	$\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$
Beyerit	$\text{Ca}(\text{BiO})_2(\text{CO}_3)_2$
Parisit	$\text{Ce}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_3 \text{F}_2$
Cordilit	$\text{Ce}_2\text{Ba}(\text{CO}_3)_3 \text{F}_2$

B. NITRAȚI

Nitrați normali anhidri și hidratați

1. Tipul A (XO_3)

Salpetru de sodiu	Nitronatrit $\text{Na}(\text{NO}_3)$
Salpetru de potasiu	Nitrokalit $\text{K}(\text{NO}_3)$
Salpetru de amoniu	Nitrommit $\text{NH}_4(\text{NO}_3)$

2. Tipul A $(\text{XO}_3)_2$

Nitrobarit	$\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$
Nitrocalcit	$\text{Ca}(\text{NO}_3)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Nitromagnezit	$\text{Mg}(\text{NO}_3)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

C. IODAȚI

Iodați normali anhidri și hidratați

1. Tipul A $(\text{XO}_3)_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$

Lautarit	$\text{Ca}(\text{IO}_3)_2$
Bellingerit	$\text{Cu}(\text{IO}_3)_2 \cdot 2/3\text{H}_2\text{O}$

Iodați conținând hidroxil sau halogeni

1. Tipul amestec

Salesit	$\text{Cu}(\text{IO}_3)(\text{OH})$
Schwartzembergite	$\text{Pb}_3(\text{IO}_3)\text{Cl}_3\text{O}_3$

Compuși speciali

Dietzeit	$\text{Ca}_2(\text{IO}_3)_2(\text{CrO}_4)$
----------	--

D. BORAȚI

Borați anhidri

Ludwigit	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2 \text{Fe}^{3+}(\text{BO}_3)_2\text{O}_2$
Paigeit	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2 \text{Fe}^{3+}(\text{BO}_3)_2\text{O}_2$
Pinakiolit	$\text{Mg}_3\text{Mn}^{2+} \text{Mn}_3^{3+}(\text{BO}_3)_2\text{O}_2$
Hulsiit	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Ca}, \text{Mg})_4 (\text{Fe}^{3+}, \text{Sn}^{4+})_2 [(\text{BO}_3)_2\text{O}_2]_2$
Warwickit	$(\text{Mg}, \text{Fe})_3 \text{Ti} [(\text{BO}_3)_2\text{O}_2]_2$
Kotoit	$\text{Mg}_3(\text{BO}_3)_2$
Rodizit	$\text{NaKLi}_4\text{Al}_4\text{Be}_3(\text{B}_{10}\text{O}_{27})$
Jeremejevit	$\text{Al}(\text{BO}_3)$
Nordenskiöldin	$\text{CaSn}(\text{BO}_3)_2$

Borați hidratați

Pinnoit	$\text{Mg}(\text{BO}_2)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Kernit	$\text{Na}_2(\text{B}_4\text{O}_7) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Tincalconit	$\text{Na}_2(\text{B}_4\text{O}_7) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Borax	$\text{Na}_2(\text{B}_4\text{O}_7) \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Priceit	$\text{Ca}_4(\text{B}_{10}\text{O}_{19}) \cdot 7\text{H}_2\text{O} ?$
Probertit	$\text{NaCa}(\text{B}_5\text{O}_9) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Ulexit	$\text{NaCa}(\text{B}_5\text{O}_9) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Veatchit	$\text{Sr}_3(\text{B}_{11}\text{O}_{27}) \cdot 5\text{H}_2\text{O} ?$
Colemanit	$\text{Ca}_2(\text{B}_6\text{O}_{11}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Hidroboraicit	$\text{CaMg}(\text{B}_6\text{O}_{11}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Inderborit	$\text{CaMg}(\text{B}_6\text{O}_{11}) \cdot 11\text{H}_2\text{O}$
Meyerhofferit	$\text{Ca}_2(\text{B}_6\text{O}_{11}) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Inyoit	$\text{Ca}_2(\text{B}_6\text{O}_{11}) \cdot 13\text{H}_2\text{O}$
Kurnakovit	$(\text{Mg}_2(\text{B}_6\text{O}_{11})) \cdot 13\text{H}_2\text{O}$
Inderit	$\text{Mg}_2(\text{B}_6\text{O}_{11}) \cdot 15\text{H}_2\text{O}$
Howlit	$\text{Ca}_2\text{BSi}_5\text{O}_9(\text{OH})_5$
Bakerit	$\text{Ca}_4\text{B}_4(\text{BO}_3)(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Paternoit	$\text{Mg}(\text{B}_8\text{O}_{13}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Ginorit	$\text{Ca}_2(\text{B}_{14}\text{O}_{23}) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Larderellit	$(\text{NH}_4)_2(\text{B}_{10}\text{O}_{16}) \cdot 5\text{H}_2\text{O} ?$
Amonioborit	$(\text{NH}_4)_2(\text{B}_{10}\text{O}_{16}) \cdot 5\text{H}_2\text{O} ?$
Kaliborit	$\text{K} \text{Mg}_2(\text{B}_{11}\text{O}_{19}) \cdot 9\text{H}_2\text{O}$

Borați conținând oxidril sau halogen

Fluoborit	$Mg_3(BO_3)(F, OH)_3$
Hambergit	$Bc_2(BO_3)(OH)$
Teepléit	$Na_2(B_2O_4) \cdot 2NaCl \cdot 4H_2O$
Bandyilit	$Cu(B_2O_4) \cdot CuCl_2 \cdot 4H_2O$
Sussexit	$(Mn, Zn)(BO_2)(OH)$
Ascharit	$Mg(BO_2)(OH)$
Roweit	$(Mn, Mg, Zn)Ca(BO_2)_2(OH)_2$
Boracit	$Mg_3(B_7O_{13})Cl$
Hilgardit	$Ca_8(B_6O_{11})Cl_4 \cdot 4H_2O$
Parahilgardit	$Ca_8(B_5O_{11})_3Cl_4 \cdot 4H_2O$

Diferiți borați

Lüneburgit	$Mg_3B_2(OH)_6(PO_4)_2 \cdot 6H_2O$
Cahnit	$Ca_2B(OH)_4(AsO_4)$
Sulfoborit	$Mg_6H_4(BO_3)_4(SO_4)_2 \cdot 7H_2O$
Seamanit	$Mn_3(PO_4)(BO_3) \cdot 3H_2O$

VI. SULFAȚI, CROMAȚI, MOLIBDAȚI, WOLFRAMA ȚI

A. SULFAȚI

Sulfați acizi și normali anhidri

1. Tipul sulfați acizi anhidri

Mercallit	$KH(SO_4)$
Misenit	$K_5H_6(SO_4)_7$
Letovicit	$(NH_4)_3H(SO_4)_2$

2. Tipul sulfați anhidri normali $A_2(SO_4)$

Grupa mascagnitului

Mascagnitul	$(NH_4)_2(SO_4)$
Arcanit	$K_2(SO_4)$
Taylorit	$(K, NH_4)_2(SO_4) ?$
Aphthitalit	$(K, Na)_3Na(SO_4)_2$
Palmierit	$(K, Na)_2Pb(SO_4)_2$
Thenardit	$Na_2(SO_4)$

3. Tipul $A(XO_4)$

Grupa baritinei

Baritina	$Ba(SO_4)$
Celestina	$Sr(SO_4)$
Anglezit	$Pb(SO_4)$
Anhidrit	$Ca(SO_4)$
Calcocianit	$Cu(SO_4)$

4. Tipul $A_mB_n \cdot (XO_4)$

Vanthoffit	$Na_6Mg(SO_4)_4$
Glauberit	$Na_2Ca(SO_4)_2$

Grupa langbeinitului

Langbeinit	$K_2Mg_2(SO_4)_3$
Manganolangbeinit	$K_2Mn_2(SO_4)_3$

Sulfați hidratați acizi și normali

1. Tipul sulfați hidratați acizi

Romboclaz	$FeH(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$
Minasragrit	$(VO)_2H_2(SO_4)_3 \cdot 15H_2O$

2. Tipul sulfați hidratați normali $A_2(XO_4) \cdot H_2O$

Lecontit	$Na(NH_4, K)(SO_4) \cdot 2H_2O$
Mirabilit	$Na_2(SO_4) \cdot 10H_2O ?$

3. Tipul $A_2B(XO_4)_2 \cdot xH_2O$

Syngenit	$K_2Ca(SO_4)_2 \cdot H_2O$
Koktait	$(NH_4)_2Ca(SO_4)_2 \cdot H_2O$
Króelnkit	$Na_2Cu(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$
Loewit	$Na_2Mg(SO_4)_2 \cdot 2\frac{1}{2}H_2O$

Grupa blöditului

Blödit	$Na_2Mg(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$
Leonit	$K_2Mg(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$
Watevilleit	$Na_2Ca(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$

Grupa picromeritului

Picromerit	$K_2Mg(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$
Cyanocroit	$K_2Cu(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$
Bausingaulit	$(NH_4)_2Mg(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$

4. Tipul $A_mB_n(XO_4)_p \cdot xH_2O$ [unde $(m+n):p < 3:2$ și $> 1:1$]

Ferinatrit	$Na_3Fe(SO_4)_3 \cdot 3H_2O$
Polihalit	$K_2Ca_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$
Leightonit	$K_2Ca_2Cu(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$

5. Tipul $AB(XO_4)_2 \cdot xH_2O$

Krausit	$KFe(SO_4)_2 \cdot H_2O$
Voltait	$(KFe^{2+})_3Fe^{3+}(SO_4)_3 \cdot 4H_2O ?$

Grupa tamarugitului

Tamarugit	$NaAl(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$
Amarillit	$NaFe(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$

Grupa mendozitului

Mendozit	$NaAl(SO_4)_2 \cdot 11H_2O$
Kalinit	$KAl(SO_4)_2 \cdot 11H_2O$

Grupa alunilor

Alaun de potasiu	$KAl(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$
Alaun de sodiu	$NaAl(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$
Alaun de amoniu	$(NH_4)Al(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$

6. Tipul A $(XO_4) \cdot xH_2O$

Bassanit	$2Ca(SO_4) \cdot H_2O$
----------	------------------------

Grupa kieseritului

Kieserit	$Mg(SO_4) \cdot H_2O$
Szomolnokit	$Fe(SO_4) \cdot H_2O$
Szmikit	$Mn(SO_4) \cdot H_2O$
Gips	$Ca(SO_4) \cdot 2H_2O$
Ilesit	$Mn(SO_4) \cdot 4H_2O$

Grupa calcantitului

Calcantit	$Cu(SO_4) \cdot 5H_2O$
Siderotil	$Fe(SO_4) \cdot 5H_2O$
Pentahidrit	$Mg(SO_4) \cdot 5H_2O?$

Grupa hexahidritului

Hexahidrit	$Mg(SO_4) \cdot 6H_2O$
Bianchit	$Zn(SO_4) \cdot 6H_2O$
Retgersit	$Ni(SO_4) \cdot 6H_2O$

Grupa melanteritului

Melanterit	$Fe(SO_4) \cdot 7H_2O$
Pisanit	$(Fe, Cu)(SO_4) \cdot 7H_2O$
Kirovit	$(Fe, Mg)(SO_4) \cdot 7H_2O$
Boothit	$Cu(SO_4) \cdot 7H_2O$
Bieberit	$Co(SO_4) \cdot 7H_2O$
Mallardit	$Mn(SO_4) \cdot 7H_2O$

Grupa epsomitului

Epsomit	$Mg(SO_4) \cdot 7H_2O$
Goslarit	$Zn(SO_4) \cdot 7H_2O$
Morenosit	$Ni(SO_4) \cdot 7H_2O$
Tauriscit	$Fe(SO_4) \cdot 7H_2O$

7. Tipul $A_2B(XO_4)_4 \cdot xH_2O$

Ransomit	$Cu(Fe, Al)_2(SO_4)_4 \cdot 7H_2O$
Römerit	$Fe^2 Fe^3(SO_4)_4 \cdot 14H_2O$

Grupa halotrichitului

Pickeringit	$MgAl_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$
Halotrichit	$Fe^2 Al_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$
Apjohnit	$Mn^2 Al_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$
Dietrichit	$ZnAl_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$
Bilinit	$Fe^2 Fe^3(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$
Redingtonit	$(Fe^2, Mn, Ni)(Cr, Al)_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O ?$

8. Tipul $A_2(XO_4)_3 \cdot xH_2O$

Lausenit	$Fe_2(SO_4)_3 \cdot 6H_2O$
Kornelit	$Fe_2(SO_4)_3 \cdot 7H_2O$
Coquimbait	$Fe_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O$
Paracoquimbait	$Fe_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O$
Quenstedtit	$Fe_2(SO_4)_3 \cdot 10H_2O$
Alunogen	$Al_2(SO_4)_3 \cdot 18H_2O$

Sulfati anhidri cu conținut în hidroxil sau halogen

1. Tipul $A_m(XO_4)_p Z_q$ (unde $m : p > 2 : 1$)

Brochantit	$Cu_4(SO_4)(OH)_6$
Antlerit	$Cu_3(SO_4)(OH)_4$
Caracolit	Na, Pb, cloro-sulfat
Clorotienit	$K_2Cu(SO_4)Cl_2$
Schäferit	$Na_3(SO_4)(F, Cl)$
Sulfohalit	$Na_6 Cl F(SO_4)_2$

2. Tipul $A_2(XO_4)_3 Z_q$

Lanarkit	$Pb_2(SO_4)O$
Dolerofaanit	$Cu_2(SO_4)O$
Linarit	$PbCu(SO_4)(OH)_2$

Grupa alunitului

Alunit	$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$
Natroalunit	$NaAl_3(SO_4)_2(OH)_6$
Jarosit	$KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Amoniojarosit	$(NH_4)Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Natrojarosit	$NaFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Argentojarosit	$AgFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Carlosiderit	$(H_2O)Fe_3(SO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$
Beaverit	$Pb(Cu, Fe, Al)_3(SO_4)_2(OH)_6$
Plumbojarosit	$PbFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Eucloirin	K, Na, Cu sulfat bazic

Sulfati hidratați cu conținut în hidroxil sau halogen

1. Tipul $A_m B_n(XO_4)_p Z_q \cdot xH_2O$ [unde $(m+n) : p > 4 : 1$]

Grupa connellitului

Connellit	$Cu_{19}(SO_4)(OH)_{32}Cl_4 \cdot 3H_2O$
Buttgenbachit	$Cu_{19}(NO_3)_2(OH)_{32}(Cl_4) \cdot 3H_2O$
Glaucocerinit	$Zn_{13}Al_8Cu_7(SO_4)_2(OH)_{60}4(H_2O)$
Mooreit	$(Mg, Mn, Zn)_{14}(SO_4) \cdot (OH)_{18} \cdot 4H_2O$
Torreyit	$(Mg, Mn, Zn)_7(SO_4)(OH)_{12} \cdot 4H_2O$
Spangolit	$Cu_6Al(SO_4)(OH)_{12}Cl \cdot 3H_2O$
Cyanotrichit	$Cu_4Al_2(SO_4)(OH)_{12} \cdot 2H_2O$

Zincaluminit	$Zn_3Al_3(SO_4)(OH)_{13} \cdot 2\frac{1}{2}H_2O$
--------------	--

Woodwardit	$\text{Cu}_4\text{Al}_2(\text{SO}_4) \cdot (\text{OH})_{12} 2-4 \text{H}_2\text{O} ?$
Calcoalunit	$\text{CuAl}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_{12} 3\text{H}_2\text{O}$
Uranopilit	$(\text{UO}_2)_6(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} 12\text{H}_2\text{O}$
Meta-uranopilit	$(\text{UO}_2)_6(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} 5\text{H}_2\text{O}$
2. Tipul $A_4(\text{XO}_4) Z_q \cdot x\text{H}_2\text{O}$	
Klebsbergit	Sb sulfat bazic
Langit	$\text{Cu}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_6 \text{H}_2\text{O} ?$
Felsöbanyit	$\text{Al}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} 5\text{H}_2\text{O}$
Basaluminit	$\text{Al}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} 5\text{H}_2\text{O}$
Hidrobazaluminit	$\text{Al}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} 36\text{H}_2\text{O} ?$
Glockerit	$\text{Fe}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} n\text{H}_2\text{O} ?$
3. Tipul $A_m B_n (\text{XO}_4)_p Z_q \cdot x\text{H}_2\text{O}$ [unde $(m+n):p$ este între 5:2 la 3:1]	
Kamarezit	$\text{Cu}_3(\text{SO}_4)(\text{OH})_4 6\text{H}_2\text{O} ?$
Ettringit	$\text{Ca}_6\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{12} 26\text{H}_2\text{O}$
Devillit	$\text{Cu}_4\text{Ca}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_8 3\text{H}_2\text{O}$
Serpierit	$(\text{Zn}, \text{Cu}, \text{Ca})_5(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 3\text{H}_2\text{O} ?$
4. Tipul $(A, B)_2 (\text{XO}_4) Z_q \cdot x\text{H}_2\text{O}$	
Kainit	$\text{KMg}(\text{SO}_4)\text{Cl} 3\text{H}_2\text{O}$
Ungemachit	$\text{Na}_9\text{K}_3\text{Fe}(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_8 9\text{H}_2\text{O}$
Climo-ungemachit	
Zippeit	$(\text{UO}_2)_2(\text{SO}_4)(\text{OH})_2 4\text{H}_2\text{O}$
Aluminit	$\text{Al}_2(\text{SO}_4)(\text{OH})_4 7\text{H}_2\text{O}$
5. Tipul $A_3 (\text{XO}_4)_2 Z_q \cdot x\text{H}_2\text{O}$	
Natrocalcit	$\text{NaCa}_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH}) \text{H}_2\text{O}$
Metasideronatrit	$\text{Na}_4\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_4(\text{OH})_2 3\text{H}_2\text{O}$
Sideronatrit	$\text{Na}_2\text{Fe}(\text{SO}_4)_2(\text{OH}) 3\text{H}_2\text{O}$
Johannit	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2 6\text{H}_2\text{O}$
Vernadskit	$\text{Cu}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_2 4\text{H}_2\text{O}$
6. Tipul $A (\text{XO}_4) Z_q \cdot x\text{H}_2\text{O}$	
Metahohmannit	$\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2 3\text{H}_2\text{O}$
Butlerit	$\text{Fe}(\text{SO}_4)(\text{OH}) 2\text{H}_2\text{O}$
Parabutlerit	$\text{Fe}(\text{SO}_4)(\text{OH}) 2\text{H}_2\text{O}$
Amarantit	$\text{Fe}(\text{SO}_4)(\text{OH}) 3\text{H}_2\text{O}$
Hohmannit	$\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2 7\text{H}_2\text{O}$
Fibroferit	$\text{Fe}(\text{SO}_4)(\text{OH}) 5\text{H}_2\text{O} ?$
Botryogen	$\text{MgFe}(\text{SO}_4)_2(\text{OH}) 7\text{H}_2\text{O}$
Guildit	$\text{Cu}_3\text{Fe}_4(\text{SO}_4)_7(\text{OH})_4 15\text{H}_2\text{O}$
Metavoltin	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Fe})_5 \text{F}_3 (\text{SO}_4)_6 (\text{OH})_2 9\text{H}_2\text{O} ?$
Slavikit	$\text{Na}_2\text{Fe}_{10}(\text{SO}_4)_{13}(\text{OH})_6 63\text{H}_2\text{O} ?$
Grupa copiapitului	
Copiapit	$\text{Fe}^2\text{Fe}_4^3(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 20\text{H}_2\text{O}$
Magneziocopiapit	$\text{MgFe}_4^3(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 20\text{H}_2\text{O}$
Cuprocopiapit	$\text{CuFe}_4^3(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 20\text{H}_2\text{O}$

Sulfati diferiti

1. Tipul amestec

Hanksit	$\text{Na}_{22}\text{K}(\text{SO}_4)_9(\text{CO}_3)_2(\text{Cl})$
Caledonit	$\text{Cu}_2\text{Pb}_5(\text{SO}_4)_3(\text{CO}_3)(\text{OH})_6$
Wherryit	$\text{Pb}_4\text{Cu}(\text{CO}_3)(\text{SO}_4)_2(\text{OH}, \text{Cl})\text{O} ?$
Burkeit	$\text{Na}_6(\text{SO}_4)_2(\text{CO}_3)$

B. CROMATI

Cromati anhidri normali

1. Tipul $A_2(\text{XO}_4)$

Tarapacait	$\text{K}_2(\text{CrO}_4)$
------------	----------------------------

2. Tipul $A_2(\text{X}_2\text{O}_7)$

Lopezit	$\text{K}_2(\text{Cr}_2\text{O}_7)$
---------	-------------------------------------

3. Tipul $A (\text{XO}_4)$

Crocoit	$\text{Pb}(\text{CrO}_4)$
Phénicoacroit	$\text{Pb}_2(\text{CrO}_4)_2\text{O} ?$

Diferiti compusi

1. Tipul amestec

Vauquelinit	$\text{Pb}_5(\text{CrO}_4)_2(\text{PO}_4)_2 ?$
Berezovit	$\text{Pb}_6(\text{CrO}_4)_3(\text{CO}_3)\text{O}_2$

C. MOLIBDAȚI ȘI WOLFRAMAȚI

Molibdați și wolframați anhidri

1. Tipul $A (\text{XO}_4)$

Grupa wolframitelui

Hübnerit	$\text{Mn}(\text{WO}_4)$
Wolframit	$(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{WO}_4)$
Ferberit	$\text{Fe}(\text{WO}_4)$
Sanmartinit	$(\text{Zn}, \text{Fe})(\text{WO}_4)$

Grupa scheelitelui

Scheelit	$\text{Ca}(\text{WO}_4)$
Powellit	$\text{Ca}(\text{MoO}_4)$

Grupa wulfenitelui

Wulfenit	$\text{Pb}(\text{MoO}_4)$
Stolzit	$\text{Pb}(\text{WO}_4)$
Raspit	$\text{Pb}(\text{WO}_4)$

Molibdați și wolframați bazici și hidratați

1. Tipul amestec

Cuprotungstit	$\text{Cu}_2(\text{WO}_4)(\text{OH})_2$
Koechlinite	$(\text{BiO})_2(\text{MoO}_4)$
Feritungstit	$\text{Fe}_2(\text{WO}_4)(\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O} ?$
Lindgrenit	$\text{Cu}_3(\text{MoO}_4)(\text{OH})_2$
Ferimolibdat	$\text{Fe}_2(\text{MoO}_4) \cdot 8\text{H}_2\text{O} ?$
Thorotungstit	wolfarmat de Th, Al
Anthoinit	$\text{Al}(\text{WO}_4)(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$

VII. FOSFAȚI, ARSENAȚI, ȘI VANDAȚI

Fosfați, arseniați, vanadați acizi anhidri

1. Tipul amestec

Monetit	$\text{CaH}(\text{PO}_4)$
Schultenit	$\text{PbH}(\text{AsO}_4)$

Fosfați, arseniați vanadați normali anhidri

1. Tipul AB (XO_4)

Grupa trifilitului

Trifilit	$\text{LiFe}(\text{PO}_4)$
Litiofilit	$\text{Li Mn}(\text{PO}_4)$
Hühnerkobelit	$(\text{Na}, \text{Ca})\text{Fe}(\text{PO}_4)$
Varulit	$(\text{Na}, \text{Ca})\text{Mn}(\text{PO}_4)$
Natrofilit	$\text{Na Mn}(\text{PO}_4)$

Seria sickleritului

Ferisicklerit	$(\text{Li}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}^{2+})(\text{PO}_4)$
Sicklerit	$(\text{Li}, \text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{3+})(\text{PO}_4)$

Seria alluauditului

Alluaudit	$(\text{Na}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}^{2+})(\text{PO}_4)$
Mangan-alluaudit	$(\text{Na}, \text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{3+})(\text{PO}_4)$

Seria heterositului

Heterosit	$(\text{Fe}^{3+}, \text{Mn}^{3+})(\text{PO}_4)$
Purpurit	$(\text{Mn}^{3+}, \text{Fe}^{3+})(\text{PO}_4)$
Berilonit	$\text{Na Be}(\text{PO}_4)$
Arrojadit	$\text{Na}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})_5(\text{PO}_4)_4$

2. Tipul $\text{A}_3\text{B}_2(\text{XO}_4)_3$

Seria berzeliitului

Berzeliit	$(\text{Mg}, \text{Mn})_2(\text{Ca}, \text{Na})_3(\text{AsO}_4)_3$
Manganberzeliit	$(\text{Mn}, \text{Mg})_2(\text{Ca}, \text{Na})_3(\text{AsO}_4)_3$
Caryinit	$(\text{Ca}, \text{Pb}, \text{Na})_5(\text{Mn}, \text{Mg})_4(\text{AsO}_4)_5 ?$

3. Tipul $\text{A}_3(\text{XO}_4)_2$

Whitlockit	$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$
Graftonit	$(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ca})_3(\text{PO}_4)_2$

4. Tipul A (XO_4)

Xenotim	$\text{Y}(\text{PO}_4)$
Monazit	$(\text{Ce}, \text{La}, \text{Dy})(\text{PO}_4)$
Berlinit	$\text{Al}(\text{PO}_4)$
Roosweltit	$\text{Bi}(\text{AsO}_4)$

Fosfați arseniați, vanadați acizi hidratați

1. Tipul $(\text{A}, \text{B})_m \text{H}_n(\text{XO}_4)_p \cdot x\text{H}_2\text{O}$ (unde $m + n : p > 2 : 1$)

Stercorit	$\text{Na}(\text{NH}_4)\text{H}(\text{PO}_4) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Hannayit	$\text{Mg}_3(\text{NH}_4)_2\text{H}(\text{PO}_4)_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Hureaulit	$\text{Mn}_3\text{H}_2(\text{PO}_4)_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

2. Tipul A H (XO_4) $\cdot x\text{H}_2\text{O}$

Grupa brushitului

Brushit	$\text{CaH}(\text{PO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Farmacolit	$\text{Ca H}(\text{AsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Haidingerit	$\text{Ca H}(\text{AsO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$
Newberyit	$\text{Mg H}(\text{PO}_4) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Forbesit	$(\text{Ni}, \text{Co})\text{H}(\text{AsO}_4) \cdot 3,5\text{H}_2\text{O} ?$

Grupa rössleritului

Rösslerit	$\text{Mg H}(\text{AsO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Fosforrösslerit	$\text{Mg H}(\text{PO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$

Fosfați, arseniați, vanadați normali hidratați

1. Tipul AB (XO_4) $\cdot x\text{H}_2\text{O}$

Struvit	$(\text{NH}_4)\text{Mg}(\text{PO}_4) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
---------	---

2. Tipul $\text{AB}_2(\text{XO}_4)_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$

Dickinsonit	$\text{Na}_6(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Ca})_{14}\text{H}_2(\text{PO}_4)_{12} \cdot \text{H}_2\text{O}$
Fallowit	$\text{Na}_6(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Ca})_{14}\text{H}_2(\text{PO}_4)_{12} \cdot \text{H}_2\text{O}$

Grupa fairfielditului

Fairfieldit	$\text{Ca}_2(\text{Mn}, \text{Fe})(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Collinsit	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Grupa roselitului

Röselit	$\text{Ca}_2(\text{Co}, \text{Mg})(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Brandtit	$\text{Ca}_2\text{Mn}(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Seria reddingitului

Reddingit	$(\text{Mn}, \text{Fe})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Fosfoferit	$(\text{Fe}, \text{Mn})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Landesit	$\text{Fe}_6\text{Mn}_{20}(\text{PO}_4)_{18} \cdot 27 \text{H}_2\text{O} ?$
Stewartit	$\text{MnFe}_2(\text{OH})_2 (\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Salmonsit	Fosfat de Mn, Fe
Anapait	$\text{Ca}_2\text{Fe}(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Parahopeit	$\text{Zn}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Hopeit	$\text{Zn}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Fosfilit	$\text{Zn}_2(\text{Fe, Mn})(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Tricalcit	$\text{Cu}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O} ?$
Picrofarmacolit	$(\text{Ca, Mn})_3\text{AsO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O} ?$

Grupa vivianitului

Vivianit	$\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Eritrină	$\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Annabergit	$\text{Ni}(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Köttigtit	$\text{Zn}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Sympleisit	$\text{Fe}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Bobierit	$\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Hörnesit	$\text{Mg}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

3. Tipul $\text{A}(\text{XO}_4) \cdot x\text{H}_2\text{O}$ *Grupa variscitului*

Variscit	$\text{Al}(\text{PO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Strengit	$\text{Fe}(\text{PO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Scorodit	$\text{Fe}(\text{AsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Mansfieldit	$\text{Al}(\text{AsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Grupa metavariscitului

Metavariscit	$\text{Al}(\text{PO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Metastrengit	$\text{Fe}(\text{PO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Weinschenkit	$(\text{Y, Er})(\text{PO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Churchit	$(\text{Ce, Ca})(\text{PO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Rabdofan	$(\text{Ce, Y})(\text{PO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Fosfați, arseniați, vanadați anhidri cu hidroxil sau halogen1. Tipul $\text{A}_m(\text{XO}_4)_p\text{Z}_q$ (unde $m : p > 4 : 1$)

Sahlinit	$\text{Pb}_{14}(\text{AsO}_4)_2 (\text{O})_9 (\text{Cl})$
Holdenit	$(\text{Mn}^{2+} \text{Ca})_4 (\text{Zn, Mg, Fe}^{2+})_2 (\text{AsO}_4)(\text{OH})_5 \text{O}_2$
Hematolit	$(\text{Mn}^{2+}\text{Mg})_4 \text{Al}(\text{AsO}_4) (\text{OH})_8$

Grupa clorofenicitului

Clorofenicit	$(\text{Zn, Mn})_5 (\text{AsO}_4)_4 (\text{OH})_7$
Magneziomclorofenicit	$\text{Mg}_5(\text{AsO}_4)(\text{OH})_7$
Sinadelfit	$(\text{Mn, Mg, Ca, Pb})_4 (\text{AsO}_4)(\text{OH})_5$

2. Tipul $\text{A}_7(\text{XO}_4)_2 \text{Z}_q$

Morinit	$(\text{Ca, Na})_5 \text{Al}_2 (\text{PO}_4)_2 (\text{OH, F})_5$
Jezeckit	$\text{Na}_4\text{CaAl}_2 (\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_2$
Allactit	$\text{Mn}_7(\text{AsO}_4)_2 (\text{OH})_8$

3. Tipul $\text{A}_3(\text{XO}_4) \text{Z}_q$

Clinoclaz	$\text{Cu}_3(\text{AsO}_4) (\text{OH})_3$
Cornetit	$\text{Cu}_3(\text{PO}_4) (\text{OH})_3$
Georgiadesit	$\text{Pb}_3(\text{AsO}_4) \text{Cl}_3$
Atelesit	$\text{Bi}_3(\text{AsO}_4) (\text{O})_2 (\text{OH})_2 ?$
Flinkit	$\text{Mn}^{2+}\text{Mn}^{3+} (\text{AsO}_4) (\text{OH})_4$
Retzian	$(\text{Mn, Ca})_{14} \text{R}(\text{OH})_{25} (\text{AsO}_4)_2 ?$

4. Tipul $(\text{A, B})_5(\text{XO}_4)_2 \text{Z}_q$

Walpurgit	$(\text{Bi}_4) (\text{UO}_2) (\text{AsO}_4) \text{O}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Erinit	$\text{Cu}_5 (\text{AsO}_4)_2 (\text{OH})_4$
Pseudomalachit	$\text{Cu}_5(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O} ?$
Arsenoclasit	$\text{Mn}_5(\text{AsO}_4)_2 (\text{OH})_4$
Andrewsit	$(\text{Cu, Fe}^{2+})_3 \text{Fe}_6^{3+} (\text{PO}_4)_4 (\text{OH})_{12}$
Laubmannit	$\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_6^{3+} (\text{PO}_4)_4 (\text{OH})_{12}$

5. Tipul $\text{AB}(\text{XO}_4) \text{Z}_q$ *Grupa adelitului*

Adelit	$\text{CaMg}(\text{AsO}_4) (\text{OH, F})$
Conicalcit	$\text{CaCu}(\text{AsO}_4) (\text{OH})$
Austenit	$\text{CaZn}(\text{AsO}_4) (\text{OH})$
Dufit	$\text{PbCu}(\text{AsO}_4) (\text{OH})$

Grupa descloizitului

Descloizit	$\text{Zn Pb}(\text{VO}_4)(\text{OH})$
Mottramit	$\text{CuPb}(\text{VO}_4)(\text{OH})$
Pirobelonit	$\text{Mn Pb}(\text{VO}_4) (\text{OH})$
Calciovolborthit	$\text{CaCu}(\text{VO}_4) (\text{OH})$
Turanit	$\text{Cu}_2(\text{VO}_4) (\text{OH}) ?$
Volborthit	$\text{CuCa}(\text{VO}_4) (\text{OH})$
Cornwallit	$\text{Cu}_5(\text{AsO}_4)_2 (\text{OH})_4$

Seria herderitului

Herderit	$\text{Ca Be}(\text{PO}_3) (\text{F, OH})$
----------	--

Seria ambligonitului

Ambligonit	$(\text{Li, Na}) \text{Al}(\text{PO}_4) (\text{F, OH})$
Montebrasit	$(\text{Li, Na}) \text{Al}(\text{PO}_4) (\text{OH, F})$
Natromontebrasit	$(\text{Na, Li}) \text{Al}(\text{PO}_4) (\text{Fe, OH})$
Tilasit	$\text{CaMg}(\text{AsO}_4) \text{F}$
Durangit	$\text{NaAl}(\text{AsO}_4) \text{F}$

Grupa plumbogummitului

Plumbogummit	$\text{PbAl}_2 (\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Gorceixit	$\text{BaAl}_3(\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Goyazit	$\text{SrAl}_3 (\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Crandallit	$\text{CaAl}_3 (\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Deltait	$\text{Ca} (\text{Al}_2, \text{Ca}) (\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Florencit	$\text{Ce Al}_2(\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_6$
Dusertit	$\text{BaFe}_3(\text{AsO}_4)_2 (\text{OH})_5 \text{H}_2\text{O}$
Chenevixit	$\text{Cu}_2\text{Fe}_2(\text{AsO}_4)_2 (\text{OH})_4 \text{H}_2\text{O} ?$
Brazilianit	$\text{NaAl}_3(\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_4$
Grifit	$(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Fe}, \text{Al})_3 \text{Mn}_2(\text{PO}_4)_{2.5}(\text{OH}_2, \text{F})_2$
Arseniopleit	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{3+}, \text{Mg}, \text{Fe})_4 (\text{Ca}, \text{Mn})_2 (\text{OH})_4 (\text{AsO}_4)_2 ?$

6. Tipul $\text{A}_2(\text{XO}_4)_2 \text{Z}_q$

Wagnerit	$\text{Mg}_2(\text{PO}_4) (\text{F})$
Triplit	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}) (\text{PO}_4) (\text{F})$

Grupa triploiditului

Triploidit	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+})_2 (\text{PO}_4) (\text{OH})$
Wolfeit	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})_2 (\text{PO}_4) (\text{OH})$
Sarkinit	$\text{Mn}_2(\text{AsO}_4) (\text{OH})$
Sarcopsit	$(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ca})_7 (\text{PO}_4)_4 (\text{F})_2 ?$

Grupa olivenitului

Olivenit	$\text{Cu}_2(\text{AsO}_4) (\text{OH})$
Libethenit	$\text{Cu}_2(\text{PO}_4) (\text{OH})$
Adamit	$\text{Zn}_2(\text{AsO}_4) (\text{OH})$

Seria frondelitului

Frondelit	$\text{Mn}^{2+}\text{Fe}^{3+}(\text{PO}_4)_3 (\text{OH})_5$
Rockbridgeit	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_4 (\text{PO}_4)_3 (\text{OH})_5$
Tarbutt	$\text{Zn}_2(\text{PO}_4) (\text{OH})$
Augelit	$\text{Al}_2(\text{PO}_4) (\text{OH})_3$
Dufrenit	$\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{2+}_4 (\text{PO}_4)_3 (\text{OH})_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O} ?$
Dewindtit	$\text{Pb}_3(\text{UO}_2)_5(\text{PO}_4)_4 (\text{OH})_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Fosturanilit	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_4(\text{OH})_4(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

7. Tipul $\text{A}_5(\text{XO}_4)_3 \text{Z}_q$

Seria apatitului

Fluor-apatit	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F})$
Clor-apatit	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{Cl})$
Hidroxit-apatit	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$
Carbonat-apatit	$\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6 (\text{CO}_3) \text{H}_2\text{O}$

Seria piromorfitului

Piromorfit	$\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3(\text{Cl})$
Mimetit	$\text{Pb}_5(\text{AsO}_4)_3 (\text{Cl})$
Vanadinit	$\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_3 (\text{Cl})$

Seria svabitului

Svabit	$\text{Ca}_5(\text{AsO}_4)_3 (\text{F}, \text{OH})$
Hedyfan	$(\text{Ca}, \text{Pb})_5 (\text{AsO}_4)_3(\text{Cl})$
Dehrnit	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_5(\text{PO}_4)_3 (\text{OH})$
Lewistonit	$(\text{Ca}, \text{K}, \text{Na})_5 (\text{PO}_4)_3 (\text{OH})$
Fermorit	$(\text{Ca}, \text{Sr})_5 (\text{P}, \text{As}, \text{O}_4) (\text{F}, \text{OH})$
Wilkeit	$\text{Ca}_5 (\text{P}, \text{S}, \text{Si}, \text{C}, \text{O}_4)_3 (\text{OH})$

Ellestadit	$\text{Ca}_5 (\text{Si}, \text{S}, \text{PO}_4)_3 (\text{Cl}, \text{F}, \text{OH})$
Tavistockit	$\text{Ca}_3\text{Al} (\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_6$
Arsenobismit	$\text{Bi}_4(\text{OH})_3 (\text{AsO}_4)_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$

8. Tipul $(\text{A}, \text{B})_3 (\text{XO}_4)_2 \text{Z}_q$

Seria lazulitului

Lazulit	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \text{Al}_2(\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_2$
Scorzalit	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}) \text{Al}_2 (\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_2$
Souzalit	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_4 (\text{PO}_4)_4 (\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Carminit	$\text{PbFe}_2(\text{AsO}_4)_2 (\text{OH})_2$
Parsonsit	$\text{Pb}_2(\text{UO}_2) (\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Fosfați, arseniați, vanadați hidratați cu hidroxil sau halogeni

1. Tipul $(\text{A}, \text{B})_m (\text{XO}_4)_p \text{Z}_q \cdot x\text{H}_2\text{O}$ (unde $m : p > 3 : 1$)

Borickit	$\text{CaFe}_5 (\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_{11} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
----------	--

2. Tipul $(\text{A}, \text{B})_3 (\text{XO}_4)_2 \text{Z}_q \cdot x\text{H}_2\text{O}$

Veszelyit	$(\text{Cu}, \text{Zn})_3 (\text{As}, \text{PO}_4) (\text{OH})_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Tsumebit	$\text{Pb}_2\text{Cu} (\text{PO}_4) (\text{OH})_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Hemafibrit	$\text{Mn}_3(\text{AsO}_4) (\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Freirinit	$\text{Na}_3\text{Cu}_3 (\text{AsO}_4)_2 (\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Liroconit	$\text{Cu}_2\text{Al} (\text{AsO}_4) (\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Evansit	$\text{Al}_3(\text{PO}_4) (\text{OH})_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Liskeardit	$(\text{Al}, \text{Fe})_8 (\text{OH})_6 (\text{AsO}_4) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

3. Tipul $(\text{A}, \text{B})_5 (\text{XO}_4)_2 \text{Z}_q \cdot x\text{H}_2\text{O}$

Tyrolit	$\text{Cu}_5\text{Ca} (\text{AsO}_4)_2 (\text{CO}_3) (\text{OH})_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Acrochordit	$\text{Mg Mn}_4 (\text{AsO}_4)_2 (\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O} ?$
Ceruleit	$\text{CuAl}_4 (\text{AsO}_4)_2 (\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Renardit	$\text{Pb}(\text{UO}_2)_4 (\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Dumontit	$\text{Pb}_2(\text{UO}_2)_3 (\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

4. Tipul $\text{A}_2 (\text{XO}_4)_2 \text{Z}_q \cdot x\text{H}_2\text{O}$

Bayldonit	$(\text{Cu}, \text{Pb})_2 (\text{AsO}_4) (\text{OH})$
Leucocalcit	$\text{Cu}_2(\text{AsO}_4) (\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$
Tagilit	$\text{Cu}_2(\text{PO}_4) (\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$
Spencerit	$\text{Zn}_4(\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Isoclasit	$\text{Ca}_2(\text{PO}_4) (\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Eucroit	$\text{Cu}_2(\text{AsO}_4) (\text{OH}) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Delvauxit	$\text{Fe}_2(\text{PO}_4) (\text{OH})_3 \cdot x\text{H}_2\text{O} ?$

5. Tipul $(\text{A}, \text{B})_m (\text{XO}_4)_2 \text{Z}_q \cdot x\text{H}_2\text{O}$ (unde $m : p = 2 : 1$)

Leucofosfit	$\text{K}_2(\text{Fe}, \text{Al})_7 (\text{PO}_4)_4 (\text{OH})_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
-------------	---

Seria childrenitului

Childrenit	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}) \text{Al}(\text{PO}_4)(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Eosforit	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}) \text{Al}(\text{PO}_4)(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Davisonit	$\text{Ca}_3\text{Al}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O} ?$
Wardit	$\text{Na}_4\text{CaAl}_{12}(\text{PO}_4)_8(\text{OH})_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Millisit	$(\text{Na}, \text{K}) \text{CaAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_9 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Lehiit	$(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}_5\text{Al}_8(\text{PO}_4)_8(\text{OH})_{12} \cdot 6\text{H}_2\text{O} ?$
Mixit	$\text{Cu}_{11}\text{Bi}(\text{AsO}_4)_5(\text{OH})_{10} \cdot 6\text{H}_2\text{O} ?$

6. Tipul $(\text{A}, \text{B})_m(\text{XO}_4)_p \cdot \text{Z}_q \cdot x\text{H}_2\text{O}$ ($m:p = 7:4$)*Grupa turcoazei*

Turcoaza	$\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Calcosiderit	$\text{CuFe}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Ludlamit	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Arsenosiderit	$\text{Ca}_3\text{Fe}_4(\text{AsO}_4)_4(\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Eguëit	$\text{CaFe}_{14}(\text{PO}_4)_{10}(\text{OH})_{14} \cdot 21\text{H}_2\text{O}$
Mitridatit	$\text{Ca}_3\text{Fe}_4(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Richellit	Fosfat de Ca și Fe
Englishit	$\text{K}_2\text{Ca}_4\text{Al}_8(\text{PO}_4)_8(\text{OH})_{10} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$

7. Tipul $\text{A}_3(\text{XO}_4)_2 \cdot \text{Z}_q \cdot x\text{H}_2\text{O}$

Legrandit	$\text{Zn}_{14}(\text{AsO}_4)_9(\text{OH})_{12} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Beraunit	$\text{Fe}^2\text{Fe}_4^3(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Coeruleolactit	$\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3$
Wavellit	$\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Sterrettit	$\text{Al}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_6 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Trögerit	$(\text{UO}_2)_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$

8. Tipul $(\text{A}, \text{B})_m(\text{XO}_4)_p \cdot \text{Z}_q \cdot x\text{H}_2\text{O}$ (unde $m:p = 3:2$)

Bermanit	$(\text{Mg}, \text{Mg})_5(\text{Mn}, \text{Fe})_8(\text{PO}_4)_8(\text{OH})_{10} \cdot 15\text{H}_2\text{O} ?$
Roscherit	$(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe})_2\text{Al}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Minyulit	$\text{KAl}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$
Tinticit	$\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3 \cdot 3 1/2\text{H}_2\text{O}$
Metavauxit	$\text{FeAl}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Paravauxit	$\text{FeAl}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Vauxit	$\text{FeAl}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Gordonit	$\text{MgAl}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Calcioferit	$\text{Ca}_3\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O} ?$
Xantoxenit	$\text{Ca}_2\text{Fe}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_1 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$
Montgomeryit	$\text{Ca}_4\text{Al}_5(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_5 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$
Overit	$\text{Ca}_3\text{Al}_8(\text{PO}_4)_8(\text{OH})_6 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$

Grupa torbernitului

Torbernit	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8-12 \text{H}_2\text{O}$
Autunit	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10-12 \text{H}_2\text{O}$
Uranocircit	$\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$
Salecit	$\text{Mg}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$
Zeunerit	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 10-16 \text{H}_2\text{O}$

Uranospinit
Tyuyamunit
Carnotit

$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 5-8 \text{H}_2\text{O}$
 $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Grupa metatorbernitului

Metatorbernit
Metaautunit
Metazeunerit
Bassetit

$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 2-6 \text{H}_2\text{O}$
 $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 $\text{Fe}^2(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$

9. Tipul $(\text{A}, \text{B})_m(\text{XO}_4)_p \cdot \text{Z}_q \cdot x\text{H}_2\text{O}$ ($m:p < 3:2$)

Farmacosiderit
Cacoxenit
Vashegyit
Taranakit
Lindackerit

$\text{Fe}_3(\text{AsO}_4)_2(\text{OH})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 $\text{Fe}_4(\text{PO}_4)(\text{OH})_3 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
 $\text{Al}_4(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O} ?$
 $\text{K}_2\text{Al}_6(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$
 $\text{Cu}_6\text{Ni}_3(\text{AsO}_4)_3(\text{SO}_4)(\text{OH})_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Fosfați, arseniați, vanadați cu anioni suplimentari1. Tipul $\text{A}_3\text{B}(\text{XO}_4)_2 \cdot \text{Z}_q$ *Grupa beudantitului*

Beudantit
Corkit
Hinsdalit
Svanbergit
Woodhouseit

$\text{PbFe}_3(\text{AsO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$
 $\text{PbFe}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$
 $(\text{Pb}, \text{Sr})\text{Al}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$
 $\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$
 $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$

2. Tipul amestec

Colcofilit
Ardealit
Kribergit
Diadochit
Sarmientit
Pitticit
Kolbeckit

$\text{Cu}_{18}\text{Al}_2(\text{AsO}_4)_3(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{27} \cdot 33\text{H}_2\text{O}$
 $\text{Ca}_2\text{H}(\text{PO}_4)(\text{SO}_4) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 $\text{Al}_4(\text{PO}_4)_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 $\text{Fe}_2(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 $\text{Fe}_2(\text{AsO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{As}_2\text{O}_3 \cdot \text{SO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 $\text{Sc}(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$

VIII. SILICAȚI**A. NEZOSILICAȚI***Grupa olivinei*

Forsterit

$\text{Mg}_2[\text{SiO}_4] \dots (\text{Fe}) 0,0-10\% \text{ Fa.}$
Crisolit 10-30% Fa
Hialosiderit 30-50% Fa

Olivină

Hortonolit 50-70% Fa
Ferohtonolit 70-90% Fa

Fayalit	$\text{Fe}_2[\text{SiO}_4] \dots (\text{Fa}) 90-0,0\% \text{ Fo}$
Monticellit	$\text{Ca, Mg}[\text{SiO}_4]$
Tefroit	$\text{Mn}_2 ([\text{SiO}_4])$
Glaucocroit	$\text{CaMn} [\text{SiO}_4]$
Knebelit	$(\text{Mn, Fe})_2 [\text{SiO}_4]$
<i>Grupa zirconului</i>	
Zircen	$\text{Zr} [\text{SiO}_4]$
Thorit	$\text{Th} [\text{SiO}_4]$
<i>Grupa wilemitului</i>	
Wilemit	$\text{Zn}_2[\text{SiO}_4]$
Fenacit	$\text{Be}_2 [\text{SiO}_4]$
<i>Grupa granaților. Formula generală $\text{X}_3\text{Y}_2 [\text{ZO}_4]$</i>	
— <i>Seria piralspitelor</i>	
Pirop	$\text{Mg}_3\text{Al}_2 [\text{SiO}_4]_3$
Almandin	$\text{Fe}_3\text{Al}_2 [\text{SiO}_4]_3$
Spessartin	$\text{Mn}_3\text{Al}_2 [\text{SiO}_4]_3$
— <i>Seria ugranditelor :</i>	
Grossular	$\text{Ca}_3\text{Al}_2 [\text{SiO}_4]_3$
Andradit	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2 [\text{SiO}_4]_3$
Uvarovit	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2 [\text{SiO}_4]_3$
<i>Grupa topazului</i>	
Topaz	$\text{Al}_2 [\text{SiO}_4]$
<i>Grupa silicaților de aluminiu :</i>	
Sillimanit	$\text{Al} (\text{AlSiO}_5)$
Andaluzit	$\text{Al}_2 [\text{SiO}_4] \text{ O}$
Disten	$\text{Al}_2 [\text{SiO}_4] \text{ O}$
<i>Grupa staurolitului :</i>	
Staurolit	$\text{FeAl}_4 [\text{SiO}_4]_2 \text{ O}_2(\text{OH})_2 \text{ sau}$ $\text{Fe}_2\text{Al}_9 [\text{SiO}_4]_4 \text{ O}_6(\text{OH})_2$
<i>Grupa sfenului :</i>	
Sfen	$\text{Ca Ti} [\text{SiO}_4] (\text{O, OH, F})$
<i>Alți nezosilicați</i>	
Datolit	$\text{Ca B}[\text{SiO}_4] (\text{OH})$
Lamprofilit	$\text{Na}_2 \text{ Sr Ti} [\text{SiO}_4]_2$
B. SOROSILICAȚI	
Thortveitit	$(\text{Sc, Y})_2 [\text{Si}_2\text{O}_7]$
Astrofilit	$(\text{K, Na})_2 (\text{Fe}^2, \text{Mn})_4 (\text{Ti, Zr}) [\text{Si}_2\text{O}_7]_2 (\text{OH, F})_2$
Hemimorfrit	$\text{Zn}_4 [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{OH})_2 \text{ H}_2\text{O}$

Lawsonit	$\text{CaAl}_2 [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{OH})_2 \text{ H}_2\text{O}$
Ilvait	$\text{Ca}_2\text{Fe}^2\text{Fe}^3 [\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{O, OH})$
Bertrandit	$\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7] (\text{OH})_2$

C. NEZO-SOROSILICAȚI

<i>Grupa epidotului</i>	
Zoizit	$\text{W}_2(\text{X, Y})_3\text{Z}_3\text{O}_{12} (\text{OH}) \text{ X}_2\text{Y}_3 [\text{Si}_2\text{O}_7] [\text{SiO}_4]$
Clinozoizit	$\text{Ca}_2\text{Al}_3 [\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4] (\text{O, OH})$
Epidot	$\text{Ca}_2\text{Al}_3 [\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4] (\text{O, OH})$
Piemontit	$\text{Ca}_2\text{Fe}^3 \text{ Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_7] [\text{SiO}_4] (\text{O, OH})$
Allanit	$\text{Ca}_2(\text{Mn}^3, \text{Fe}^3, \text{Al})_2 \text{ Al} [\text{Si}_2\text{O}_7] [\text{SiO}_4] (\text{O, OH})$
Lotrit	$(\text{Ca, Ce, La, Th})_2 (\text{Fe}^3, \text{Mg, Fe}^2) \text{ Al}_2 [\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4] (\text{O, OH})$
<i>Grupa vezuvianului</i>	
Vezuvian	$\text{Ca}_{10} (\text{Mg, Fe})_2 \text{ Al}_4 [\text{SiO}_4]_5 [\text{Si}_2\text{O}_7]_2 (\text{O, OH})_4$
<i>Grupa melilitului</i>	
Akermanit	$(\text{Ca, Na, K})_2 (\text{Mg, Al, Fe}^3, \text{Fe}^2) [(\text{Si, Al})_2\text{O}_7]$
Melilit	$\text{Ca}_2\text{Mg} [\text{Si}_2\text{O}_7]$
Gehlenit	$(\text{Ca, Na})_2 (\text{Mg, Al, Fe}^3, \text{Fe}^2) [(\text{Si, Al})_2\text{O}_7]$
	$\text{Ca}_2\text{Al} [(\text{Al, Si})\text{O}_7]$

D. CICLOSILICAȚI

Wollastonit	$\text{Ca}_3 [\text{Si}_3\text{O}_9]$
Bustamit	$(\text{Ca, Mn, Fe}) [\text{SiO}_3]$
Benitoit	$\text{Ba Ti} [\text{Si}_3\text{O}_9]$
Pectolit	$\text{Ca}_2\text{Na H} [\text{Si}_3\text{O}_9]$
Eudialit	$(\text{Na, Ca})_8 \text{ Zr} [\text{Si}_3\text{O}_9]_2 (\text{OH, Cl})_2$
Rodonit	$\text{Ca Mn}_4 [\text{Si}_5\text{O}_{15}]$
Beril	$\text{Be}_3\text{Al}_2 [\text{Si}_5\text{O}_{18}]$
Cordierit	$\text{Al}_3(\text{Mg, Fe}^2)_2 [\text{AlSi}_5\text{O}_{18}]$
Axinit	$(\text{Ca, Mn, Fe}^2)_3 \text{ Al}_2 [\text{BO}_3] [\text{Si}_4\text{O}_{12}] (\text{OH})$
Turmalina	$(\text{Na, Ca}) (\text{Mg, Fe}^2, \text{Mn, Li}) [\text{BO}_3]_3 [\text{Si}_6\text{O}_{18}] (\text{OH, F})$
Diopiaz	$\text{Cu}_6 [\text{Si}_6\text{O}_{18}] 6\text{H}_2\text{O}$
Crisocol	$\text{Cu}_6 [\text{Si}_6\text{O}_{18}] \text{H}_2\text{O}$

E. INOSILICAȚI**1. Piroxeni**

<i>a) Piroxeni rombici</i>	
Enstatit	$\text{Mg}_2 [\text{Si}_2\text{O}_6]$ 0—10% fs.
Bronzit	$(\text{Mg, Fe})_2 [\text{Si}_2\text{O}_6]$ 10—30% fs
Hipersten	$(\text{Mg, Fe})_2 [\text{Si}_2\text{O}_6]$ 30—50% fr
Ferohipersten	$(\text{Fe, Mg})_2 [\text{Si}_2\text{O}_6]$ 50—70% fs
Eulyt	$(\text{Fe, Mg})_2 [\text{Si}_2\text{O}_6]$ 70—90% fs
Ferosilit	$\text{Fe}_2 [\text{Si}_2\text{O}_6]$ 90—100% fs.

b) *Piroxeni monoclinici*

Clinoenstatit	$Mg_2 [Si_2O_6]$
Clinohipersten	$(Mg, Fe)_2 [Si_2O_6]$
Diopsid	$Ca Mg [Si_2O_6]$
Clinoferosilit	$Fe_2 [Si_2O_6]$
Hedenbergit	$Ca Fe^2 [Si_2O_6]$
Johannsenit	$Ca Mn [Si_2O_6]$
Augit — compus intermediar între hedenbergit și diopsid, la care se adaugă o mică cantitate de aluminiu: $(Ca, Fe^2, Mg, Al) [(Si, Al)_2O_6]$	
Pigeonit — compus intermediar între clinoenstatit și augit: $(Mg, Fe^2, Ca) (Mg, Fe^2) [Si_2O_6]$	
Egirin	$Na Fe^3 [Si_2O_6]$
Jadeit	$Na Al [Si_2O_6]$
Spodumen	$Li Al [Si_2O_6]$
Omfacit	$(Ca, Na) (Mg, Fe^2, Fe^3, Al) [Si_2O_6]$
Fassait	$Ca (Mg, Fe^2, Fe^3, Al) [(Si, Al)_2O_6]$

2. *Amfiboli*a) *Amfiboli rombici*

Seria antofilitului

Antofilit	$(Mg, Fe)_7 [Si_4O_{11}]_2 (OH, F)_2$
Gedrit	$(Mg, Fe^2)_{6-5} Al_{1-2} [Si_3(Si, Al) O_{11}] (OH)_2$
Ferogedrit	$(Fe^2, Mg)_5 Al_2 [Si_3AlO_{11}] (OH)_2$
Holmquistit	$Li_2(Mg, Fe^2)_3 (Al, Fe^3)_2 [Si_4O_{11}] (OH)_2$

b) *Amfiboli monoclinici*

Seria cumingtonitului

Cumingtonit	$(Mg, Fe)_7 [Si_4O_{11}]_2 (OH)_2$
Kupfferit	$Mg_7 [Si_4O_{11}]_2 (OH)_2$
Grünerit	$Fe_7 [Si_4O_{11}]_2 (OH)_2$

Seria actinolit-tremolit $Ca_2 (Mg, Fe)_5 [Si_4O_{11}]_2 (OH)_2$	
Tremolit	$Ca_2 Mg_5 [Si_4O_{11}]_2 (OH)_2$
Actinot	$Ca_2 (Mg, Fe)_5 [Si_4O_{11}]_2 (OH)_2$
Feroactinot	$Ca_2 Fe_5 [Si_4O_{11}]_2 (OH)_2$

Seria hornblendei

$(Na, K)_{0-1} Ca_{1-3-2} (Mg, Fe^2)_{2-5} (Al, Fe^3)_{0-2} (Al_{1-2} Si_{6-7}) O_{22} (OH, F)_2$	
Hornblenda comună $(Ca, Na, K)_{2-3} (Mg, Fe^2, Fe^3, Al)_5 (Al, Si)_2 Si_6 O_{22} (OH, F)_2$	
Edenit	$NaCa_2 Mg_5 [AlSi_7 O_{22}] (OH, F)_2$
Feroedenit	$NaCa_2 Fe_5 [AlSi_7 O_{22}] (OH, F)_2$
Tschermakit	$Ca_2 Mg_3 (Al, Fe^3)_2 [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH, F)_2$

Ferotschermakit	$Ca_2 Fe_3^2 (Al, Fe^3)_2 [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH, F)_2$
Pargasit	$NaCa_2 Mg_4 (Al, Fe^3) [Al_2 Si_6 O_{22}] (OH, F)_2$
Ferohastingsit	$NaCa_2 Fe_4 (Al, Fe^3) [Si_6 Al_2 O_{22}] (OH, F)_2$
Hornblenda bazaltică	$Ca_2 (Na, K)_{0.5-1.0} (Mg, Fe^2)_{3-4} (Fe^3, Al)_{2-1} [Al_2 Si_6 O_{22}] (O, OH, F)_2$
Barkevikit	$Ca_2 (Na, K) (Fe^2, Mg, Fe^3, Mn)_5 [Al_{1.5} Si_{6.5} O_{22}] (OH, F)_2$

Seria amfibolilor sodici

$Na_{2-3} Ca_{1-0} (Mg, Fe^2)_{3-3} (Al, Fe^3)_{0-2} [Al_{1-0} Si_{7-8} O_{22}] (OH, F)_2$	
Glaucofan	$Na_2 Mg_3 Al_2 [Si_4 O_{11}]_2 (OH, F)_2$
Magnezioriebeckit	$Na_2 Mg_3 Fe_2^3 [Si_4 O_{11}]_2 (OH, F)_2$
Riebeckit	$Na_2 Fe_3 Fe_2^3 [Si_4 O_{11}]_2 (OH, F)_2$
Katoforit	$Na Ca Fe_4 (Fe^3, Al) [AlSi_7 O_{22}] (OH, F)_2$
Magneziokatoforit	$Na_2 Ca Mg_4 (Fe^3, Al) [AlSi_7 O_{22}] (OH, F)_2$
Eckermanit	$Na_{2.5} Ca_{0.5} (Mg, Fe_2 Fe^3, Al, Li)_5 [Al_{0.5} Si_{7.5} O_{22}] (OH, F)_2$
Arfvedsonit	$Na_{2.5} Ca_{0.5} (Fe^2, Mg, Fe^3, Al)_5 [Al_{0.5} Si_{7.5} O_{22}] (OH, F)_2$

F. FILOSILICAȚI

1. *Grupa filosilicaților cu structuri hidrargilitice*a) *Cu două straturi în structura cristalină cu strat dioctaedric*

Grupa kanditelor

Caolinit	$Al_4 [Si_4 O_{10}] (OH)_8$
Dickit	$Al_4 [Si_4 O_{10}] (OH)_8$
Nacrit	$Al_4 [Si_4 O_{10}] (OH)_8$
Anauxit	$Al_4 [Si_4 O_{10}] (OH)_5 H_2 O$

Grupa halloysitului:

Halloysit	$Al_4 [Si_4 O_{10}] (OH)_8 4H_2 O$
Metahalloysit	$Al_4 [Si_4 O_{10}] (OH)_8 2H_2 O$

Grupa alofanului

Alofan	$mAl_2 O_3 \cdot nSiO_2 \cdot p H_2 O$
--------	--

b) *Cu trei straturi în structura cristalină (cu strat dioctaedric)*

Grupa smectitelor

Montmorillonit	$(1/2Ca, Na)_{0.7} (Al_{2.3} Mg_{0.7}) [(Al, Si)_8 O_{20}] (OH)_4 nH_2 O$
Beidelit	$(1/2Ca, Na)_{0.7} Al_4 [(Al, Si)_8 O_{20}] (OH)_4 nH_2 O$
Nontronit	$(1/2Ca, Na)_{0.7} Fe_4 [(Al, Si)_8 O_{20}] (OH)_4 nH_2 O$
Saponit	$Na_{0.33} Mg_3 [(Al, Si)_8 O_{20}] (OH)_4 nH_2 O$
Hectorit	$Na_{0.33} (Mg, Li)_3 [(Al, Si)_8 O_{20}] (OH, F)_2 (H_2 O)_4$
Sauconit	$Na_{0.33} (Mg, Zn)_3 [(Al, Si)_8 O_{20}] (OH)_4 nH_2 O$

2. Grupa filosilicaților cu straturi brucilice

a) Cu două strate în structura cristalină (cu strat dioctaedric)

Grupa serpentinei

Antigorit	$Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$
Crisotil	$Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$
Lizardit	$Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$

Grupa garnieritului

Garnierit	$(Mg, Ni)_6[Si_4O_{10}](OH)_8 \cdot 4H_2O$
-----------	--

Grupa palygorskitului — sepiolitului

Palygorskit — sepiolit	$(Mg, Al)_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot 2H_2O$
------------------------	--

b) Cu trei straturi în structura cristalină (cu strat trioctaedric)

Grupa vermiculitului

Vermiculit	$Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$
------------	--------------------------------------

* * *

Grupa illitului

Illit	$K_{1-1.5}Al_4[Al_{1-1.5}Si_{7-6.5}O_{20}](OH)_4$
Fengit	$K_2(Al, Fe^{2+}, Mg)_4[Al_2Si_6O_{20}](OH, F)_4$
Hidromuscovit	$K_2Al_4[(Al, Si)_8O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O$

Grupa talcului și pirofilitului

Talc (cu trei straturi în structura cristalină — strat trioctaedric):	$Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$ sau $Mg_6[Si_8O_{20}](OH)_4$
Pirofilit (cu trei straturi în structura cristalină — strat dioctaedric):	$Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$ sau $Al_4[Si_8O_{20}](OH)_4$

3. Grupa micelor

a) Cu trei straturi în structura cristalină (cu strat dioctaedric)

Muscovit	$K_2Al_4[Al_2Si_6O_{20}](OH, F)_4$
Paragonit	$Na_2Al_4[Al_2Si_6O_{20}](OH)_4$
Lepidolit	$K_2(Li, Al)_{5-6}[Al_{2-1}Si_{6-7}O_{20}](OH, F)_4$
Fuchsit	$K_2(Al, Cr)_4[Al_2Si_6O_{20}](OH, F)_4$
Zinnwaldit	$K(Fe^{2+}_{2-1}, Li_{2-3}, Al_2)[Al_{2-1}Si_{6-7}O_{20}](OH_{1-2}, F_{3-2})$
Glauconit	$(K, Na, Ca)_{1.2-2.0}(Fe^{3+}, Al, Fe^{2+}, Mg)_{4.0}[Al_{1-0.4}Si_{7-7.6}O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O$

b) Cu trei straturi în structura cristalină (cu strat trioctaedric)

Biotit:	$K_2(Mg, Fe^{2+})_{6-4}(Fe^{3+}, Al, Ti)_{0-2}[Al_{2-3}Si_{6-5}O_{20}]O_{0-2}(OH, F)_{4-2}$
---------	---

Folgopit	$K_2(Fe^{2+}Mg)_6[Al_2Si_6O_{20}](OH, F)_4$
Eastonit	$K_2(Mg, Fe^{2+})_5Al[Al_3Si_5O_{20}](OH)_4$ (Siderofilit)
Annit	$K_2Fe_6^2[Al_2Si_6O_{20}](OH, F)_4$

Grupa micelor casante (cu trei straturi în structura cristalină)

Margarit	$Ca_2Al_4[Al_4Si_4O_{20}](OH)_4$
Clintonit	$Ca_2(Mg \text{ etc. } Al_{1.4})[Al_{5.5}Si_{2.5}O_{20}](OH)_4$
Xantofilit	$Ca_2(Mg \text{ etc. } Al_{1.4})[Al_{5.5}Si_{2.5}O_{20}](OH)_4$
Cloritoid	$Fe_4Al_4[Al_4Si_4O_{20}](OH)_8$
Stilpnomelanul	$(K, Na, Ca)_{0-1.4}(Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Al, Mn)_{5.9-8.2}[Si_8O_{20}(OH)_4](O, OH, H_2O)_{2.6-8.5}$

Grupa cloritelor $(Mg, Al, Fe)_{12}[(Al, Si)_8O_{20}](OH)_{16}$

— Seria cloritelor neoxidate

Pennin	$Mg_{10}Al_2[(Al, Si)_8O_{20}](OH)_{16}$
Clinoclor	$(Mg, Fe)_{10}Al_2[(Al, Si)_8O_{20}](OH)_{16}$
Proclorit	$(Mg, Fe)_{10}Al_2[(Al, Si)_8O_{20}](OH)_{16}$
Corundofilit	$(Mg, Fe)_{10}Al_2[(Al, Si)_8O_{20}](OH)_{16}$
Amesit	$Fe_{10}Al_2[(Al, Si)_8O_{20}](OH)_{16}$

— Seria cloritelor oxidate

Thuringit	$Fe_{2.5}(Al, Fe)_{1.5}[Al_{1.5}Si_{2.5}O_{10}](OH)_4 \cdot 4H_2O$
Chamosit	$Fe_3Al[AlSi_3O_{10}](OH)_6 \cdot nH_2O$

În afara termenilor principali ai grupeii cloritelor, în literatura mineralogică au mai fost descrise o serie de varietăți cu răspindire limitată:

Penantit — este un thuringit bogat în Mn;

Strigovit — varietate bogată în Mn (39 % MnO) situată din punct de vedere structural între chamosit și thuringit;

Gonyerit — varietate cu Mn, Mg și Fe lipsită de Al;

Mackensit — varietate feriferă lipsită de Al;

Minguetit — varietate-feros-ferică;

Klementit — varietate de thuringit bogată în Mg;

Griffilit — varietate de Mg, Fe, Ca care conține cantități variabile de H_2O ;

Cookeit — varietate de Li și Al;

Manandonit — varietate de Li și Al care conține și B;

Vöhtsit — varietate de penin cu Ni;

Schuchardit — conține Ni, Mg, Al;

Komarit și *reudanskit* — conțin pe lângă Ni, Mg și Al cantități variabile de Fe;

Grachanit — clinoclor bogat în Fe;

Kociubeit — varietate de clinoclor cu Cr;

Kammererit — varietate de penin în care Al este înlocuit prin Cr ($C_2O_3 = 5\%$);

Leuchtenbergit — varietate de clinoclor săracă în Fe;

Brunsvigit — un proclorit cu Fe, Mg, Al;

Alți filosilicați:

Apopilit	$KCa_4[Si_8O_{20}]8H_2O$
Prehnit	$Ca_2Al[AlSi_3O_{10}](OH)_2$

G. TECTOSILICATI

Grupa feldspaiilor

Feldspaii alcalini (K, Na) $[AlSi_3O_8]$ $W Z_4O_8$

Sanidină	K $[AlSi_3O_8]$
Ortoză	K $[Al_2Si_2O_8]$
Microclin	K $[AlSi_3O_8]$
Adular	K $[AlSi_3O_8]$
Albit	Na $[AlSi_3O_8]$
Anortoză	(K, Na) $[AlSi_3O_8]$

Feldspaii plagioclazi Na $[AlSi_3O_8]$ — Ca $[Al_2Si_2O_8]$

Albit	$Ab_{100}An_0 - Ab_{90}An_{10}$ $Ab = Na [AlSi_3O_8]$
Oligoclaz	$Ab_{90}An_{10} - Ab_{70}An_{30}$
Andezin	$Ab_{70}An_{30} - Ab_{50}An_{50}$
Labradorit	$Ab_{50}An_{50} - Ab_{30}An_{70}$
Bytownit	$Ab_{30}An_{70} - Ab_{10}An_{90}$
Anortit	$Ab_{10}An_{90} - Ab_0An_{100}$ $An = Ca [Al_2Si_2O_8]$

Feldspaii cu bariu W $[Z_4O_8]$

Celsian	Ba $[Al_2Si_2O_8]$
Paracelsian	Ba $[Al_2Si_2O_8]$
Mislofan	Ba $K_2 [Al_4Si_4O_{16}]$
Banalsit	Ba $Na_2 [Al_4Si_4O_{16}]$
Danburit	Ca $(B_2Si_2O_8)$

Grupa feldspatoizilor

Nefelin	$Na_3K [Al_4Si_4O_{16}]$
Kalsilit	K $[AlSiO_4]$
Petalit	Li $[AlSi_4O_{10}]$
Kaliophililit	K $[AlSiO_4]$
Leucit	K $[AlSi_2O_6]$
Analcit (Analcim)	Na $[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$
Pollucit	Cs $[AlSi_2O_6] \cdot 1/2 H_2O$
Sodalit	$Na_8 [Al_6Si_6O_{24}] Cl_2$
Nosean	$Na_8 [Al_6Si_6O_{24}] SO_4$
Hafnyn	$(Na, Ca)_{4-8} [Al_6Si_6O_{24}] (SO_4, S)_{1-2}$
Lazurit	$Na_8 [Cl_6Si_6O_{24}] SO_4$
Cancrin	$(Na, Ca)_{7-8} [Al_6Si_6O_{24}] (CO_3, SO_4, Cl)_{1.5-2.0} 1-5 H_2O$
Vishnevit	$(Na, Ca, K)_{6-7} [Al_6Si_6O_{24}] (SO_4, CO_3, Cl)_{1-1.5} 1-5 H_2O$

Grupa scapolitului

Scapolit $(Na, Ca, K)_4 [Al_2(Al, Si)_3 Si_6 O_{24}] (Cl, F, OH, CO_3 SO_4)$

Grupa zeoliților $W_m Z_r O_{27}$

Natrolit	$Na_2 [Al_2 Si_3 O_{16}] 2H_2O$
Mezolit	$Na_2 Ca_2 [Al_2 Si_3 O_{16}] 8H_2O$
Scolecit	Ca $[Al_2 Si_3 O_{16}] 3H_2O$
Thomsonit	$NaCa_2 [(Al, Si)_3 O_{10}] 6H_2O$
Gonnardit	$Na_2 Ca [(Al, Si)_3 O_{10}] 6H_2O$
Edingtonit	$B_1 [Al_2 Si_3 O_{16}] 4H_2O$
Haulandit	$(Ca, Na)_2 [Al_2 Si_7 O_{18}] 6H_2O$
Stilbit	$(Ca, Na_2, K_2) [Al_2 Si_7 O_{18}] 7H_2O$
Epistilbit	Ca $[Al_2 Si_6 O_{16}] 5H_2O$
Dachiardit	$(Ca, Na_2, K_2)_3 [Al, Si_{18} O_{15}] 14H_2O$
Ferierit	$(Na, K)_2 Mg_3 [Al_6 Si_{30} O_{72}] (OH)_2 18H_2O$
Philipsit	$(3/2 Ca, Na, K)_3 [Al_3 Si_5 O_{18}] 6H_2O$
Harmotom	Ba $[Al_2 Si_6 O_{16}] 6H_2O$
Chabazit	Ca $[Al_2 Si_4 O_{12}] 6H_2O$
Gmelinit	$(Na_2, Ca) [Al_2 Si_4 O_{12}] 6H_2O$
Levynit	Ca $[Al_2 Si_4 O_{12}] 6H_2O$
Erionit	$(Na_2, K_2, Ca, Mg)_{1.5} [Al_9 Si_{27} O_{72}] 27H_2O$
Faujasit	$(Na_2 Ca)_{1.75} [Al_{3.5} Si_8 O_{24}] 16H_2O$
Laumontit	Ca $[Al_2 Si_4 O_{12}] 4H_2O$
Mordenit	$(Na_2, K_2, Ca) [Al_2 Si_{10} O_{24}] 7H_2O$
Gismondit	Ca $[Al_2 Si_2 O_8] 4H_2O$
Aschroftin	K, Na, Ca $[Al_4 Si_5 O_{18}] 8H_2O$

Grupa mineralelor SiO_2

Cuarț	SiO_2
Tridimit	SiO_2
Cristobalit	SiO_2
Opal	$SiO_2 \cdot nH_2O$
Coesit	SiO_2
Stishovit	SiO_2
Lechatelierit	SiO_2
Calcedonie	SiO_2

Proprietățile macroscopice

Mineralul și formula chimică	Sistem de cristalizare	Habitus și mod prezentare
1	2	3
Actinot $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 [\text{Si}_3\text{O}_{11}]_2(\text{OH}, \text{F})_2$	M	Cristale lungi prismatice, aciculare; frecvent mase radiare, fibroase
Alabandină MnS	C	Cristale cubice, cuboctaedrice, mase granulare
Algodonit Cu_6As	H	Granule fine
Allanit (Ortit) $(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{La}, \text{Th})_2 (\text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \text{Al}_2 [\text{Si}_2\text{O}_7] [\text{SiO}_4] (\text{O}, \text{OH})$	M	Cristale tabulare, prismatice; agregate grnulare compacte
Almandin $\text{Fe}_3\text{Al}_2 [\text{Si}_4\text{O}_{13}]$	C	Cristale cu forme caracteristice de dodecaedru, trapezodru; deseori mase granulare
Alunit $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	Trg.	Cristale mici, agregate tabulare, mase granulare
Ambligonit $(\text{Li}, \text{Na}) \text{Al} (\text{PO}_4) (\text{F}, \text{OH})$	Tre.	Prisme scurte, fragmente larg dezvoltate; mase columnare, compacte
Analcit $\text{Na} [\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$	C	Trapezodru, cubic, cristale bine dezvoltate, rar cristale cubice; mase granulare sub formă de druze de cristale, în cavități, cruste, geode
Anatas TiO_2	Ttr.	Cristale bipiramidale, columnare scurte, tabulare, rar prismatice
Andaluzit $\text{Al}_2 [\text{SiO}_4] \text{O}$	R	Cristale prismatice, columnare, cristale cu forme de cruce, rar agregate columnare

ale mineralelelor

Anexa II.1

Culoare	Luciu	Clivaj	Greutate specifică	Duritate
4	5	6	7	8
Verde de diferite nuanțe Urmă: albă	Sticlos	(110) perfect, (100) imperfect	3,02—3,44	5—6
Negru de fier Urmă: verde	Semimetalic	(001) perfect	4,0—4,05	3,5—4
	Metalic	Absent	8,38—8,72	4
Alb, brun Urmă: verde, brună	Sticlos	(001) slab	3,4—4,2	5—6,5
Cafeniu, roșu, negru galben Urmă: albă sau slab colorată	Sticlos sau gras	Absent	4,32	6,5—7,5
Alb, cenușiu, gălbui, roșcat, brun-roșcat	Sticlos, sidefos	(0001) bun, (0112) urme	2,6—2,9	3,5—4
Alb-lăptos, alb-crem, gălbui, roz, verzui	Sticlos, gras, sidefos	(100) perfect, (110) bun, (011) slab, (001) imperfect	3,11	5,5—6
Alb cu nuanță cenușie, roșietic sau verzui, uneori roșu	Sticlos	(001) vizibil, adeseori absent	2,24—2,29	5—5,5
Brun, galben, roșu-brun, albastru indigo, negru	Adamantin, metalic	(001), (011) perfect	3,90	5,5—6
Variabilă: incolor, cenușiu, galben, roz, roșu	Sticlos	(110) distinct-bun, (100) slab	3,13—3,16	6,5—7,5

1	2	3
Andradit $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$	C	Cristale cu forme caracteristice de dodecaedru și trapezodru : mase granulare
Anglezit $\text{Pb}(\text{SO}_4)$	R	Foarte variat : tabular, prisme cu fața larg dezvoltată, mase granulare compacte, noduli, forme stalactitice cu structuri concentrice.
Anhidrit $\text{Ca}(\text{SO}_4)$	R	Cristale tabulare, alungite, mase granulare, fibroase, orientate paralel sau radiar, forme concreționare
Ankerit $\text{Ca}(\text{Mg, Fe}) (\text{CO}_3)_2$	Trg.	Cristale romboedrice, forme tabulare, mase masive, fin granulare, masive compacte, cruste cristaline, agregate columnare, mase portelanoase
Annabergit $\text{Ni}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	M	Cristale prismatice, aciculare, tabulare, deseori fibroase, mase pămîntoase, agregate granulare, columnare, cruste cristaline cu structuri fibroase, mase reniforme
Antigorit $\text{Mg}_6[\text{Si}_2\text{O}_5]_2(\text{OH})_4$	M	Mase compacte, structură lamelară
Apatit Fluorapatit : $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ Clorapatit : $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$ Hidroxiapatit $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$ Carbonatapatit $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O}$ <i>Ca [5F, 04, 217]</i>	H	Cristale prismatice lungi (0001); cristale tabulare (0001); mase granulare, cristaline granulare, mase reniforme cu structuri fibroase, mase stalactitice sau pămîntoase, oolite, noduli în conglomerate

Anexa II. 1 (continuare)

4	5	6	7	8
Cafeniu, roșu-negru, galben	Sticios, gras în spărtură	Absent	3,6—4,3	6,5—7,5 <i>P. 206</i> <i>Yolen - almanah</i>
Alb cenușiu, galben, verde, albastru-deschis	Adamantin, rășinos, sticios	(001) bun, (210) slab, (010) în urmă	2,98	3
Albastru deschis, violet, alb, mov, brun, roșcat	(010) sidefos : (001) sticios : (100) gras	(010) perfect, (100) aproape perfect, (001) bun	2,98	3,5
Incolor, cenușiu, verzui, brun-gălbui, brun	Sticios, uneori sidefos	(1011) perfect <i>Rezilient, magnetice</i> <i>A. Soda. de băștină verde</i> <i>Solubil în acid în sf. mercurului</i>	2,85	3,5—4
Alb, cenușiu, verde-pal, verde	Aproape adamantin, sidefos	(010) perfect : (100) și (102) slab	3,07	1,5—2,5
Verde, verde-albăstrui, alb, verde-pal	Sticios, gras	(001) perfect	2,6	2,5—3,5
Verde, verde-albăstrui, verde-cenușiu, albastru, violet, brun, alb-verzui, cenușiu, roșu-închis, roz-roșcat. Urmă : albă	Sticios, uneori semirășinos <i>Umezit cu H_2SO_4 colorare florantă în verde-albăstrui. Reacție pozitivă pentru F.</i>	(0001) slab, (1010) înterupt	2,9—3,1	5 Variază cu direcția <i>P. 185</i>

1	2	3
Aragonit CaCO_3	R	Cristale rare, deseori prismatice (001) sau tabulare după (010); acicular, agregate reprezentate prin concreșteri bacilare, radiare, stelare ale indivizilor cristalini; cruste cristaline stalactitice, mase sferoidale, uneori cu structură oolitică
Ardealit $\text{Ca}_2(\text{PO}_3\text{OH})_4 \cdot \text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	M	Mase pulverulente
Arfvedsonit $\text{Na}_3 \text{Fe}_4^{2+} \text{Fe}^{3+} [\text{Si}_4\text{O}_{11}](\text{OH})_2$	M	Cristale columnare, agregate columnare, agregate granulare
Argentit Ag_2S	C	Cristale imperfecte cu formă de cub, octaedru, dodecaedru romboidal, adesea arborescent, filiform sau masiv
Argint Ag	C	Cristale cubice, octaedrice, dodecadrice; în grupuri de cristale cubice sau octaedrice individualizate; alungite sub formă de rețele, ramificații arborescente, mase masive, aspecte morfologice asemănătoare aurului și cuprului
Arsen As	Trg.	Pseudocubic (0112), forme comune deseori aciculare, granule
Arsenopirită (Mispichel) FeAsS	M	Cristale prismatice (001) și tabulare (010); de asemenea forme columnare, bacilare sau aciculare; se găsește și ca metacristale, în mase compacte și agregate columnare
Ascharit (Mg, Mn) $(\text{BO}_2)(\text{OH})$	R	Structuri fibroase, cu fibre dispuse paralel sau inclinat față de pereții filonașului; noduli în formațiuni argiloase. Fibrele nu sînt flexibile

Anexa II.1 (Continuare)

4	5	6	7	8
Incolor sau alb	Sticlos, în spăr- tură rășinos, <i>glas</i>	(010) distinct, (110), (011) nedefinit	2,947	3,5-4
Gălbui			2,30	
Negru-verzui negru. Urmă : cenușie	Sticlos	(110) perfect, (010) imperfect	3,5	5-6
Cenușiu de plumb. Urmă : cenușie semi- metalică	Metalic în spăr- tură	(001), (011) imperfect	7,2-7,4	2-2,5
Alb-argintiu Urmă : alb-ar- gintie, cenușie, neagră	Metalic	Absent	9,6-12	2,5-3
Alb de staniu, cenușiu închis Urmă : albă, cenușie	Aporape metalic în spărtură proaspătă	(0001) perfect, (1014) bun	5,4-5,9	3,5
Alb de argint, cenușiu-stră- lucitor Urmă : cenu- șiu-neagră	Metalic	(101) distinct, (010) imper- fect	5,9-6,2	5,5-6
Alb, ușor gălbui Urmă : albă	Mătășos ; mat pentru va- rietăți pămîn- toase		2,62	3-3,5

1	2	3
Atacamit $\text{Cu}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$	R	Cristale prismatice (001), pe fața (110); striuri în zona [001] sau [101], frecvent cristale tabulare (010), rar pseudooctaedrice cu dezvoltarea fețelor (110), (011); agregate cristaline, masiv, agregate granulare, fibroase
Augit $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Al})_2 \cdot [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$ <i>(Ca, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Ti, Al)₂ · [(Si, Al)₂O₆]</i>	M	Prismatic, scurt columnar, tabular: fețele de prismă sunt mai bine dezvoltate decât cele de pinacoizi. În secțiunile transversale sunt caracteristice contururile octogonale, cu laturile dezvoltate mai mult sau mai puțin egal, mai rar mase granulare
Aur Au	C	Cristale octaedrice, cubice, dodecaedrice; prezintă alungiri (111) cu turtire (111). Agregate paralele, dendrite arborescente, filiforme, spongioase: mase masive, granule plate
Auricalcit $(\text{Zn}, \text{Cu})_5(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_6$	R	Cristale foarte fine, aciculare alungite (001), rar columnare, laminate sau granulare. Cristale plate (010) cu striuri (001)
Auripigment As_2S_3	M	Forme prismatice (001) și pseudorombice. Uneori sunt caracteristice agregatele bacilare, reniforme sferice, cu structură radiară. Apare și sub formă de mase compacte, cristale aciculare dispuse radiar, agregate fibroase sau discminate în masa de cuarț

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Variază tonuri de verde, verde închis, verde negru Urmă: verde clar	Adamantin sau sticios <i>Col. 7-8, albăstru, azuriu, solubil în HCl ~ NH₄OH</i>	(010) perfect, (101) slab	3,76	3-3,5
Negru, verzui, negru-brun, mai rar verde închis sau brun Urmă: albă sau ușor cenușie	Sticios	(110) bun	3,23-3,52	5,5-6
Galben de aur și alb-argintiu, roșu-oranj pentru varietățile impure din punct de vedere chimic	Metalic	Absent	15,3-19,3	2,5-3
Verde-pal, albastru-cenușiu, albastru	Sidefos	(010) perfect	3,64 sau 4,23	2
Galben de lălmie, uneori cu nuanțe brune. Masele cryptocristaline care conțin pirită sub formă dispersă au o culoare galben-murdară cu nuanțe verzui	Perlat pe suprafețele de clivaj; în funcție de direcție este adamantin sau semimetalic <i>TD - 502 ~</i>	(010) perfect și (100) distinct; foițele de clivaj sunt flexibile dar nu elastice <i>7. lălmie, perlată, în funcție de direcție este adamantin sau semimetalic. T. 7. lălmie, perlată, în funcție de direcție este adamantin sau semimetalic. T. 7. lălmie, perlată, în funcție de direcție este adamantin sau semimetalic.</i>	3,48	1,5-2

1	2	3
Azurit $\text{Cu}(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$	M	Cristale cu habitus variabil tabular (001), comun (102) sau (102), prisme scurte (001) cu fețe (110), sau (100), uneori forme aciculare. Se întâlnește și sub formă de druze sau cristale mărunte, mase granulare compacte, uneori agregate granulare și mase pămîtoase
Badenit $(\text{Co}, \text{Ni}, \text{Fe})_3 (\text{As}, \text{Bi})_4$		Mase granulare fibroase
Baddeleyit ZrO_2	M	Cristale cu așugiri după (001) sau (010), cristale tabulare (100)
Baritină BaSO_4	R	Cristale tabulare, prismatice; agregate granulare, mai rar compacte, criptocristaline, pămîtoase, formă de stalactite cu structură concentrică zonară; concrețiuni sferice cu structură radiară
Bastnăsit $\text{Ce}(\text{CO}_3)\text{F}$	H	Tabular (0001), cu (1010) mase granulare compacte
Beril $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	H	Columnar, prismatic, pincoidal, mai rar mase compacte și agregate granulare
Biotit $\text{K}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{6-4}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_{0-2}[\text{Al}_{2-3}\text{Si}_{6-5}\text{O}_{20}]\text{O}_{0-2}(\text{OH}, \text{F})_{1-2}$	M	Tabular pseudohexagonal, columnar, piramidal, mase compacte, foioase și granular-solzoase

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Albastru-azur, albastru de Berlin, albastru-închis Urmă: albastră	Sticlos, uneori adamantin <i>TY - ... PB - ... S - ...</i>	(011) perfect, (100) și (110) bun și în urme	3,773	3,5-4 <i>p. 146</i>
Cenușiu deschis	Metalic		7,104	7
Galben verde, roșietic, brun de Fe Urmă: albă, alb-brunie	Gras, sticlos, uneori semimetalic	(001) aproape perfect, (110) și (010) slab	5,7-6,02	6,5
Varietăți transparente pure, incolore; galben, brun, brun închis, roșu, cenușiu, rar verde, albastru	Sticlos spre rășinos, sidefos pe suprafața (001)	(001) imperfect, (210) perfect, (010) imperfect	4,48	3-3,5
Galben de ceară, brun sau brun-roșu	Sticlos, gras, sidefos (0001)	(1010) slab, (0001) întrerupt	4,9-5,2	4-4,5
Alb-verzui, galben, gălbui-verde, ablastru deschis, verde deschis	Sticlos	(0001) imperfect	2,63-2,80	7,5-8
Negru, brun, uneori cu nuanță portocalie, roșietic, verzui	Sticlos, sidefos, semimetalic	(001) perfect, (010) și (111) fragmentat	2,7-3,3	2,5-3

1	2	3
Bischofite $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	M	Cristale granulare, fibroase, agregate foioase: prismatic (001)
Bismut Bi	Trg.	Rar sub formă de cristale individuale; sint grupate paralel. Mase foioase, granule
Bismutină Bi_2S_3	R	Cristale aciculare alungite, predominind fețele de prismă și pinacoid; mase granulare, agregate radiare
Blendă ZnS	C	Cristale tetraedrice, mase compacte cu structură granulară; mai rar cu aspect reniform, fibros, cryptocristalin
Böhmit $\text{AlO}(\text{OH})$	R	Cristale tabulare (001), agregate pisolitice, mase cryptocristaline
Bornit Cu_5FeS_4	C	Cristale cubice dodecaedrice, octaedrice, mase compacte, granulare
Boulangerit $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$	M	Cristale prismatice alungite, aciculare, mase compacte fibroase
Bournonit PbCuSbS_3	R	Prismatic sau tabular (001); mase granulare compacte
Bravoit $(\text{Ni}, \text{Fe})\text{S}_2$	C	Mase nodulare, structuri radial fibroase, cruste pe piritoedri

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Incolor, alb	Sticlos, uneori mat	Absent	1,604	1-2
Alb de Ag, alb-roșietic Urmă: alb de Ag	Metalic	(0001) perfect	9,7-9,83	2-2,5
Alb de staniu cu reflexe cenușii de plumb	Metalic	(010) perfect, (100) și (110) imperfect	6,8-7,2	2
Brun, gălbenuș-brun, negru: mai rar galben, roșu sau verzui	Rășinos, adamantin	(011) perfect	3,9-4,2	3,5-4
Alb, incolor	Fețele (110) strălucitoare, restul fețelor sint mate	(010) bun	3,01-3,06	3,5-4
În spărtură proaspătă roșu-arămiu închis, mai rar albastru Urmă: neagră cenușie	Metalic	(111) intrerupt	4,9-5,3 <i>Cal. 76. albastru (cu) Tl - în închis. la cindare Tl - de gaze SO₂ P.B. ex. albastru negru P.B. ind. + brăz. negru Sol. la c. 40°C în H₂O₂ - de gaze SO₂</i>	3
Cenușiu de plumb cu reflexe albastrii	Metalic	(100) bun	5,8-6,2	2,5-3
Cenușiu strălucitor, cenușiu de Pb, negru de Fe	Metalic strălucitor	(010) imperfect, (100) și (010) bun	5,70	3
Cenușiu de oțel, uneori zonar (roz, brun)	Metalic	(001)	4,62-4,66	5,5-6

1	2	3
Bronzit (Mg, Fe) ₂ [Si ₂ O ₆]	R	Prismatic, tabular, granule neregulate
Brookit TiO ₂	R	Cristale lamelare, tabulare (010), alungite, piramidale (111), tabulare pseudo-hexagonale
Brucit Mg(OH) ₂	Trg.	Cristale tabulare (0001), agregate paralele de cristale plate, aciculare; mase foioase, granulare
Calcanțit Cu(SO ₄) · 5H ₂ O	Tre.	Cristale prismatice scurte, tabular
Calcedonie SiO ₂	—	Fibros, cruste, mase reniforme stalactitice, sferulite, concrețiuni (cremene)
Calcit CaCO ₃	Trg.	Prisme (0001), tabular (0001), romboedric, scalenoedric, bipiramidat
Calcopirită CuFeS ₂	Ttr.	Octaedric, tetraedric, scalenoedric; frecvent mase compacte, granule diseminate
Calcozină Cu ₂ S	R	Foițe groase, prisme scurte, mase granulare, tabular
Cancrină (Na, Ca) ₇₋₈ [Al ₆ Si ₆ · O ₂₄](CO ₃ , SO ₄ , Cl) _{1,5-2} · 5H ₂ O	H	Prismatic, mase compacte

Anexa II.1 (Continuare)

4	5	6	7	8
Brun, verde-bronziu	Sticlos, sidefos	(210) bun, (100) și (110) slab	3,2—3,9	5—6
Brun-deschis, brun-gălbui, brun-roșcat Urmă: incoloră, gălbuie, cenușie	Metalic, adamantin	(120) foarte slab, (001) slab	4,14	5,5—6
Alb, verde-pal, cenușiu-albăstrui Urmă: albă	Sticlos pe suprafețele de clivaj și în spărtură	(0001) perfect	2,59	2,5
Albastru de Berlin, albastru deschis, verde	Sticlos	(110) imperfect	2,28	2,5
Cenușiu-lăptoasă, albăstrui, galbenă, roșie, portocalie, brun, cenușiu, verde	Mat, gras	Absent	2,55	6
Incolor, galben-brun, roșu, roz, violet, albastru, cenușiu, negru	Sticlos, sidefos, gras pe spărtură	(1011) perfect, (0112) și (0001) slab	2,71	3
Galben de alamă Urmă: neagră-verzuie	Metalic	(011) bun, (201) imperfect	4,2—4,3 <i>Fluorid de calciu, solubil în HNO₃, solutiv în H₂O</i>	3,5—4
Cenușiu de plumb Urmă: cenușie	Metalic	(110) slab	5,5—5,8 <i>Fluorid de plumb, solubil în HNO₃, solutiv în H₂O</i>	2,5—3 <i>P. 129</i>
Alb, cenușiu-verzui sau gălbui, roz-roșietic	Sticlos, pe clivaj, gras pe spărtură	(1010) perfect, (0001) portivit	2,42—2,51	5—6 <i>efect de</i>

1	2	3
Caolinit $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$	Trc.	Tabular, pseudohexagonal, agregate solzoase sau fin-granulare, compacte
Carnalit $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	R	Cristale pseudohexagonale, piramidale, tabulare (0001), mase granulare
Casiterit SnO_2	Ttr.	Bipiramidal, piramidal-prismatic, columnar, acicular
Celestină $\text{Sr}(\text{SO}_4)$	R	Cristale tabulare (001), alungite (100), piramidale (122); mase granulare, pămîntoase, forme stalactitice
Ceruzit PbCO_3	R	Cristale tabulare alungite (001), (100) bipiramidale, pseudohexagonale, aciculare (001); agregate reticulare sau mase granulare pulverulente, pămîntoase
Cinabru HgS	Trg.	Romboedric, mase compacte, granule diseminate, eliorescențe și pojghițe pulverulente
Clinohumit $(\text{Mg}, \text{Fe})_9[\text{SiO}_4](\text{F}, \text{OH})_2$	M	Forme foarte complexe sau compact
Cloritoid $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{20}](\text{OH})_8$	M	Pseudohexagonal, agregate foioase sau sferulitice
Cobaltină CoAsS	C	Octaedric, cubic, rar piritoedric, granule neregulate, mase compacte

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Albă-gălbuie, brun-roșiatică, verzui-albăstruie	Sidefos pe fețe de clivaj, mat la mase compacte	(001) perfect	2,61–2,68	2–2,5
Alb de lapte, roșu, galben, albăstrui	Gras, mat	Nu se observă	1,6	2,5
Gălbui, roșcat-brun, brun-negru, roșu, galben, alb Urmă: albă, brună, cenușie	Adamantin, metalic-adamantin, gras pe spărtură	(100) distinct (110), (111) sau (011) slab, întrerupt	6,8–7,1	7
Incolor, albastru pal, alb, roșu, verde, brun, Urmă: incoloră	Sticlos spre sidefos pe fețele de clivaj	(001) perfect (210) bun, (010) slab, (011) foarte slab	3,97	3–3,5
Incolor, alb, cenușiu Urmă: incoloră sau albă	Adamantin, sticlos, sidefos, sau rășinos pe spărturi, semimetalic în cruste	(110) și (021) bun, (012) slab	6,55	2–2,5
Roșu, uneori cu reflexe cenușii de plumb Urmă: roșie	Adamantin spre metalic <i>T1 - oglindă neagră de sticlă</i>	(1010) perfect	8,09	2–2,5
Alb, galben sau gri, brun-roșu, roșu	Sticlos	(010) slab	3,1–3,2	6–6,5
Galben-verzui, verde-negricios	Sticlos, pe clivaj sidefos		3,26–3,57	6,5
Alb-argintiu, reflexe roz, cenușiu de plumb, alb-violet, cenușiu-negru Urmă: neagră-cenușie	Metalic	(001) perfect	6,33	5,5

1	2	3
Cordierit $\text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2 [\text{AlSi}_5\text{O}_{13}]$	R	Prismatic, pseudohexagonal (datorită maclării); frecvent mase compacte sau granule diseminate
Corindon Al_2O_3	Trg.	Butoiș, columnar, piramidal, tabular, frecvent în mase granulare
Covelină CuS	H	Lamețe mici (0001), piramidal, mase sferoidale
Criolit Na_3AlF_6	M	Masiv, granular, cristale prismatice scurte
Crisoberil BeAl_2O_4	R	Tabular (001), prismatic (100)
Crisocol $\text{Cu}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}]\text{H}_2\text{O}$		Mase opalifere, cruste stalactitice, reniforme; mase pămîntoase
Cromit FeCr_2O_4	4/m 3 2/m	Octaedric, mase granulare masive, compacte

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Incolor, nuanțe de albastru și violet	Sticlos	(010) slab, (001) imperfect	2,53—2,78	7
Albastru—safir, roșu—rubin, galben—topaz oriental, verde—smaragd oriental, violet—ametist oriental, incolor și transparent—leuco-safir	Perlat, adaman-tin, sticlos	(10 $\bar{2}$ 1) și (0001) foarte slab	4,10—4,9	9
Albastru-indigo Urmă: cenușie până la neagră	Semimetalic, rășinos, ușor perlat pe clivaj	(0001) perfect <i>Col. 7.6. verde</i>	4,6—4,76	1,5—2
Alb, brun, roșcat, roșu-negricios Urmă: albă	Sticlos, gras, sidefos	(001) absent, (110) întrerupt de urme	2,95	2,5—3
Verde de asparagus, alb-verzui, verde-gălbui, brun-verde, galben, verde-smaragd	Sticlos, gras (pe spărtură)	(110) slab, (010) imperfect, (001) greu vizibil	3,75	8,5
Albastru-deschis, verde-albăstrui, brun, negru Urmă: alb-verzuie	Sticlos, de ceară naturală și mat		2,2—2	2—4
Negru Urmă: brună	Metalic <i>p. 13.0x verde ceară</i>	Absent	4,5—4,8	5,5

Reprezentare de la 100

1	2	3
Cubanit CuFe_2S_3	R	Tabular (001)
Cuprit Cu_2O	C	Octaedric, cubic, dodecaedric, acicular; frecvent ca agregate granulare compacte, uneori pămîtoase
Cupru Cu	C	Cubic, dodecaedric, tetraedru, vermicular, fili-form, arborescent, masiv
Diamant C	C	Predominant cristale octaedrice, mai rar dodecaedrice și cubice; de multe ori combinații de forme. Fețele au striatțiuni în formă de scară. Cristalele au fețe corodate. Rar agregate granulare masive
Diekit $\text{Al}_4[\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_3$	M	Cristale mici, lamelare, transparente, cu habitus hexagonal
Digenit Cu_{2-x}S	C	Cristale octaedrice, deseori masiv
Diopsid $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	M	Cristale prismatice scurte; formele compacte sint reprezentate prin agregate granulare, cilindrice sau radiare
Diopiaz $\text{Cu}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Trg.	Prismatic
Disten Al_2SiO_5	Trc.	Cristale tabulare (100)

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Galben de bronz ca a pirotinei	Metalic	(110) și (130) slab distinct sau absent	4,03—4,18	3,5—4
Roșu, cenușiu de plumb Urmă: brună, roșie	Adamantin, semimetalic <i>381.78</i>	(111) bun, (001) întrerupt <i>albat</i>	5,8—6,2 <i>PR-17</i>	3,5—4 <i>PR-17</i>
Roșu, roșu de cupru, negru	Metalic	Absent	8,93	2,5—3
Galben-deschis, galben închis, incolor, brun- pal; brun-in- chis, alb; alb- albăstrui; intimplător oranj; mov; verde; albăs- trui; roșu; negru	Adamantin, pe spărtură gras	(111) aproape perfect	3,5—3,53	10
Alb în mase pulverulente	Sidefos	(001) perfect	2,589	2,5—3
Albastru închis	Metalic	(111) artificial	5,546	2,5—3
Diverse nuanțe deschise, verde sau cenușiu	Sticlos	(110) bun	3,22—3,38	6—6,5
Verde-intens Urmă: verde	Sticlos	(1011) bun	3,3	5
Albăstrui, alb, rareori cenu- șiu, verde, negru	Sticlos; sidefos pe fețe de clivaj	(100) perfect, (010) bun, (001) potrivit	3,53—3,65	4—5 paralel cu „c”; 6—7 paralel cu „b”

P.132

1	2	3
Dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Trg.	Cristale romboedrice (1011), uneori cristale prismatice, forme tabulare; mase masive, fin granulare, cruste cristaline, agregate columnare; mase porțelanoase, rar pisolite sau mase fibroase
Egirin $\text{NaFe}^{3+} [\text{Si}_2\text{O}_6]$	M	Cristale prismatice alungite, columnare sau aciculare. Mase compacte, agregate radiare
Enargit Cu_3AsS_4	R	Tabular (001), uneori prismatic (001); cristale columnare, frecvent mase granulare, compacte
Enstatit $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	R	Prismatic, rar tabular, granule de formă neregulată, concreșteri cu piroxeni monoclinici
Epidot $\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4] (\text{O}, \text{OH})$	M	Cristale prismatice; agregate granulare
Eritrină $\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	M	Cristale prismatice, aciculare, tabulare; mase pămîntoase, agregate granulare, columnare, cruste cristaline cu structuri fibroase
Famatinit Cu_3SbS_4	R?	Cruste, rar cristale, mase granulare masive, mase reniforme
Fassait $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}) [(\text{SiAl})_2\text{O}_6]$	M	Cristale cu fețe numeroase, mai ales de (111), care apar pe crăpături
Fayalit $\text{Fe}_2[\text{SiO}_3]$	R	Cristale idiomorfe, mase granulare sau cristale rotunjite diseminate în roci magmatice

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Varietățile transparente și pure sînt incolore; varietățile impure sînt cenușii, verzui, brun-gălbui, brune	Sticlos, uneori sidefos	(1011) perfect	2,85	3,5—4
Negru-verzui, verde-închis; brun, brun-roșcat	Sticlos	(110) bun, (100) fragmentat	3,55—3,60	6
Neagră, cenușie negru de fier Urmă: neagră	Metalic	(110) perfect, (100) și (010) slab, (001) imperfect	4,45	3,5
Alb, cenușiu, verde, galben-brun Urmă: ușor verzuie	Sticlos	(210) bun, (100) și (010) slab	3,2—3,9	5—6
Verde, cu nuanțe de galben, negru, cenușiu	Sticlos	(001) perfect	3,21—3,38	6,5
Roșu de singe, roșu-roz, roz-gălbui Urmă: albă	Aproape adamantin, sidefos; mat la varietăți pămîntoase	(010) perfect, (100) și (102) slab	3,06	1,5—2,5
Alb-cenușiu, roșu de cupru	Metalic	Absent	4,52	3,5
Verde deschis pînă la închis	Sticlos	(110) bun	2,96—3,34	6
Galben închis pînă la negru-verde	Sticlos, gras în spărtură	(010) și (100) imperfect	4,39	6,5—7

1	2	3
Felsöbányit $\text{Al}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	R?	Agregate lamelare, cristale tabulare (C01), alungite (100)
Fier Fe	C	Rar în cristale, fier teluric, mase largi, în meteoriti cristale plate, lamelare. Produsele artificiale, cristalele octaedrice, rar cubice, frecvent dendrite
Fizelyit $\text{Pb}_3\text{Ag}_2\text{Sb}_8\text{S}_{18}$	R	Cristale prismatice
Flogopit $\text{K}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_6 \text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{20}](\text{OH}, \text{F})_4$	M	Cristale prismatice pseudo-hexagonale, lamelare
Fluorină CaF_2	C	Frecvent cubic, octaedric, rar dodecaedric; agregate granulare, cruste cristaline, mase compacte pămintcase; rar cristale columnare, fibroase; uneori cristalele ating 20–25 cm grosime
Forsterit $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$	R	Cristale idiomorfe, mase granulare, cristale rotunjite
Franklinit ZnFe_2O_4	C	Cristale octaedrice, rar dodecaedrice, romboidale, cubice
Freieslebenit $\text{Pb}_3\text{Ag}_5\text{Sb}_{15}\text{S}_{12}$	M	Prismatic cu striuri
Fuchsit $\text{K}_2(\text{AlCr})_4[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}](\text{OH}, \text{F})_4$	M	Tabular, foios; uneori indivizi cu habitus columnar și piramidal

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Alb-galben	Sidefos pe fețe de cliraj	(001) perfect, (010) și (100) uncori	2,33	1,5
Cenușiu-strălucitor; negru de fier	Metalic	(001) slab, (112) foarte slab	7,3–7,8	4–5
Cenușiu de Pb, cenușiu strălucitor	Metalic	(010)		2
Galben-brun, roșu-brun, verde	Sticlos, sidefos, semimetalic	(001) perfect,	2,76–2,90	2–2,5
Variază: transparent, incolor, galben-verde, albăstrui, albăstrui-violet, cenușiu, albastru, purpuriu, brun, roz, roșu	Sticlos, mat la unele variații	(111) perfect, (011) foarte slab	3,18	4
Verde în mase compacte	Sticlos, gras în spărtură	(010) și (100) imperfect	3,22	6,5–7 14
Negru, negru-brun Urmă: brun-roșie	Metalic, semimetalic	(001), (011) și (138) slab	4,76	5,5–6,5
Cenușiu-închis, strălucitor, cenușiu de plumb, alb-argintiu	Metalic	(110) imperfect	6,04–6,23	2–2,5
Incolor în foi subțiri verde	Sticlos, sidefos semimetalic	(001) perfect, (010) și (110) slab	2,77–2,88	2,5

1	2	3
Fülöppit $\text{Pb}_3\text{Sb}_3\text{S}_{15}$	M	Uneori prismatic cu fețe terminale piramidale. Rar cristale tabulare
Galenă PbS	C	Cristale cubice, cub-octaedrice, dodecaedru romboidal; mase granulare, tabulare, separații diseminate
Gehlenit $\text{Ca}_2\text{Al}[(\text{Al}, \text{Si})\text{SiO}_7]$	Ttr.	Cristalele au, de obicei, forma de prisme pătratice scurte, uneori tabulare
Germanit $\text{Cu}_3(\text{Ge}, \text{Fe})\text{S}_4$	C	Apare foarte rar sub formă de cristale; microgranular
Gibbsit (hidrargilit) $\text{Al}(\text{OH})_3$	M	Tabular hexagonal, lamelar, concrețiuni sferoidale, mase stalactitice, reniforme, structuri fibroase, mase pămîntease
Gips $\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	M	De obicei tabular, rar prismatic sau columnar; sub formă de druze, agregate fin cristaline, compacte, pe fisuri mase fibroase cu luciu mătășos
Glauberit $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$	M	Cristale tabulare, prismatice, bipiramidale
Glaucodot $(\text{Co}, \text{Fe})\text{AsS}$	R	Cristale prismatice, striatțiuni; mase compacte, masive
Glaucofan $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_5\text{O}_{22}](\text{OH})_2$	M	Prismatic, acicular, aspect deseori asbestiform; uneori agregate granulare

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Cenușiu de plumb reflexe albastre Urmă: cenușie, roscată	Metalic	Absent	5,23	2,5
Cenușiu de plumb pe spărtură proaspătă	Metalic <i>TD min. 20, C. 10, P. 10, G. 10, H. 10, I. 10, J. 10, K. 10, L. 10, M. 10, N. 10, O. 10, P. 10, Q. 10, R. 10, S. 10, T. 10, U. 10, V. 10, W. 10, X. 10, Y. 10, Z. 10</i>	(001) aproape perfect	7,58	2,5—2,75
Incolor, cenușiu, verde, brun	Rășinos sau sticlos	(001) potrivit	2,9—3,7	5,5—6
Cenușiu cu tonuri roșii Urmă: neagră	Metalic	Absent	4,46—4,59	3
Alb, cenușiu, verzui, alb-roșietic, galben-roșu Urmă: albă	Sidefos, sticlos	(001) perfect	2,40	2,5—3,5
Incolor, alb, cenușiu, brun, gălbui	Semisticlos, sidefos	(010) perfect, (100) bun, (011) slab, (001) fibros,	2,317	2
Cenușiu, gălbui, roșcat Urmă: albă	Sticlos, uneori sidefos (001)	(001) perfect, (110) slab	2,75	2,5—3
Cenușiu, alb de staniu, alb-argintiu Urmă: neagră	Metalic	(010) perfect, (101) aproape perfect	6,04	5
Verde, albastru-cenușiu, albastru-deschis	Sticlos	(110) bun	3,08—3,30	6

1	2	3
Glauconit $(K, Na, Ca)_{1,2-2,6}(Fe^{3+}, Al, Fe^{2+})Mg)_4$ $[Al_{1-0,4}Si_{7-7,6}O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O$	M	Rar sub formă de cristale cu contur hexagonal; de obicei sub formă de granule mici, rotunjite, diseminate în rocile silicioase sau mar-noase
Goethit $HFeO_2$	R	Prismatic, tabular, cristale alungite cu aspecte aciculare. Reniform sau stalactitic, cu structură fină, radiară, uneori mase compacte, poroase spongioase, pulverulente. Oolite, granule, concrețiuni, geode
Grafit C	H	Cristale tabulare, în forme hexagonale, mase foioase, columnare, granulare, radiare, mase pămîntoase, agregate cu structuri radiare
Granat $X_3Y_2[ZO_4]_3$ X = Ca^{+2} , Mg^{+2} , Fe^{2+} sau Mn^{2+} Y = Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+}	C	Cristale caracteristice de dodecaedru, trapezodru, deseori mase granulare
Halit $NaCl$	C	Cubic, uneori columnar și stalactitic, cruste, strate, mase granulare afinate sau compacte; sub formă de druze de cristale
Halloysit $Al_4[Si_4C_{10}](OH)_8 \cdot 4H_2O$	M	Cristale submicroscopice investigate cu ajutorul microscopului electronic, avînd formă de bastonașe
Hausmanit $MnMn_2O_4$	Ttr.	Pseudooctaedric, cu striuri paralele; mase granulare masive, dispuse neregulat

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Verde închis, negru verzui	Mat, pentru varietăți compacte sticlos sau gras	(001) perfect	2,40–2,95	2
Brun închis, negru Urmă: brună cu nuanțe roșcate	Adamantină până la semi-metalic	(010) perfect, (100) slab	3,8–4,3	5–5,5 <i>P. 118</i>
Negru de fier, cenușiu strălucitor	Metalic, mat la varietățile pămîntoase	(0001) perfect <i>Tapetum azoic, see exploit. table</i>	2,09–2,33	1–2
Roșu, negru, cafeniu, roșcat, galben, verde	Sticlos, gras	Absent	3,6–4,3	6,5–7,5
Alb, uneori galben, roșu, albastru, purpuriu	Sticlos, gras	(001) perfect	2,1–2,2	2
Alb, gălbui, brun, roșietic, albastrui, verzui	De ceară la varietățile porțelanoase, mat la cele poroase și afinate	(001) perfect	2,0–2,2	1–2
Negru-brun Urmă: brună	Semimetalic	(001) aproape perfect, (112), (011) slab	4,7–4,8 <i>De la manganit, din m. de H₂O în TI</i>	5,5 <i>P. 118</i>

1	2	3
Haüyn $(\text{Na}, \text{Ca})_{4-8}[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4, \text{S})_{1-2}$	C	Mase compacte, cristale cu habitus dodecaedric sau octaedric, granule rotunjite
Hedbergit $\text{CaFe}^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	M	Mase radiare sau columnare
Hematit Fe_2O_3	Trg.	Cristale tabulare, în rozete, cu strițiuni: cristale lamelare, romboedrice și tabulare care se formează în cavități; mase cryptocristaline compacte sau în agregate foioase sau imbricate
Hemimorfrit $\text{Zn}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	R	Tabular; cruste cristaline cu structură radiară; mase pămîtoase, stalactitice, rar granulare
Hessit Ag_2Te	M	Mase granulare, cristale tabulare, deseori cubice
Heulandit $(\text{CaNa}_2)[\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}] \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$	M	Cristale tabulare, agregate aproape paralele, granulare sau mase foioase
Hyalofan $\text{BaK}_2[\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}]$	M	Cristale prismatice scurte cu fețe prismatice
Hidromagnezit $\text{Mg}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	M	Cristale dezvoltate în rozete și cruste aciculare alungite și tabulare; masiv, mase afinate
Hidromuscovit $\text{K}_2\text{Al}_4[(\text{Al}, \text{Si})_8\text{O}_{20}] \cdot (\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$		Cuiburi fine sericitice

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Albastru strălucitor, verde, albastru-deschis, ablastru-verzui	Sticlos, în spărtură gras	(110) potrivit	2,41—2,50	5,5—6
Verde închis până la negru verzui	Sticlos	(110) bun	3,5	6
Negru de fier până la cenușiu de oțel Urmă: roșu-vișinie	Metalic sau semimetalic <i>De la pământ și la metal PB - PF - la metal Si solubilizare</i>	Absent	5,26	6,5
Alb, cenușiu, uneori galben brun, verde, albastru	Sticlos, pe suprafețe de cliraj sidefos	(110) perfect	3,3—3,5	5
Cenușiu de plumb, cenușiu strălucitor	Metalic	(001) slab	8,24—8,45	2—3
Incolor, alb, gălbui, cenușiu, cafeiniu, roșu	Sticlos sau sidefos (010)	(010) perfect	2,1—2,2	3,5—4
Alb, galben-slab	Sticlos	(001) perfect, (010) bun, (110) slab	2,58—2,82	6—6,5
Alb	Sticlos, perlat	(010) perfect, (100) foarte slab	2,236	3,5

1	2	3
Hipersten (Mg,Fe) ₂ [Si ₂ O ₆]	R	Prismatic, rar tabular, granular, lamelar, masiv
Horablendă (Ca, Na, K) ₂₋₃ (Mg, Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , Al) ₅ [(Al, Si) ₂ Si ₆ O ₂₂](OH,F) ₂	M	Cristale prismatice, columnare, agregate granulare, radiale, paralele, fibroase
Humit (MgFe) ₇ [SiO ₄]·3(OH, F) ₂	M	Ortorombic, dipiramidal, cristale uneori alungite
Ilmenit FeTiO ₃	Trg.	Cristale tabulare, cu habitus hexagonal, cristale romboedrice, uneori lamelare
Ilsemannit Mo ₃ O ₈ ·H ₂ O ?		
Ilvaït (lievrit) CaFe ₂ ²⁺ , Fe ³⁺ [Si ₂ O ₇](O, OH)	R	Prisme striate vertical; granule de formă neregulată sau mase granulare compacte; uneori agregate radiar-columnare
Iodirit AgI	H	Cristale cu fețe numeroase, foi indoite
Iridosmiu (Newjanskii) (Ir, Os)	H	Tabular, rar cristale prismatice, granule neregulate, puternic aplatizate
Jacobsit MnFe ₂ O ₄	C	Cristale octaedrice, dodecaedrice, romboidale, cubice, de regulă în mase masive granulare
Jadeit NaAl[Si ₂ O ₆]	M	Freevent mase granulare, rar cristale
Jamesonit Pb ₄ FeSb ₆ S ₁₄	M	Acicular, fibros, striatuni, cristale grupate paralel sau radiare, mase compacte sau bacilare

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Verde, verde-brun, negru	Sticos	(210) bun, (100), (010) slab	3,2-3,9	5-6
Verde, verde deschis, brun	Sticulos sau si-defos pe fețe de cliraj	(110) bun, (100) și (001) mai rar	3,02-3,45	5-6
Alb, alb-gălbui, brun	Sticulos sau rășinos	Slab	3,1-3,2	6-6,5
Negru de oțel Urmă: neagră	Metalic, semi-metalic	Absent	4,72	5-6
Albastru de cerneală				
Negru cu nuanță brună sau verzuie Urmă: negru-cenușie	Semimetalic sau gras	(100) și (010) perfect	3,81-4,1	5,5-6
Cenușiu perlis pină la galben de lămie	Gras	(0001) bun	5,7	1-1,5
Alb de staniu Urmă: cenușiu închisă	Metalic	(0001) perfect	19-21	6-7
Negru Urmă: brună	Metalic, semi-metalic	Slab	4,76	5,5-6,5
Verde, verde albastrui	Sticulos	(110) bun	3,24-3,43	6,5
Cenușiu-negru Urmă: neagră cenușie	Metalic	(001) bun, (010) și (120) slab	5,63	2,5

1	2	3
Jarosit $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	Trg.	Cruste, mase granulare, fibroase, nodulare, concrețiuni, mase pulverulente pămîntoase
Joseit Bi_2TeS	Trg.	Mase lamelare neregulate
Kainit $\text{KMg}(\text{SO}_4)\text{Cl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	M	Masiv, granular, tabular
Kernit $\text{Na}_2(\text{B}_3\text{O}_7) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	M	Alungit, striuri, structuri fibroase, cristale neregulate, mase masive
Kieserit $\text{Mg}(\text{SO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$	M	Mase fin granulare
Kotoit $\text{Mg}_3(\text{BO}_3)_2$	R	Mase granulare sau diseminate
Krennerit AuTe_2	R	Mici cristale aciculare, adesea compact
Kutnahorit $\text{Ca}(\text{Mn, Mg})(\text{CO}_3)_2$		Mase granulare și cruste
Langbeinit $\text{K}_2\text{Mg}_2(\text{SO}_4)_3$	C	Rar în cristale, noduli, granule diseminate
Laumontit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 4-3,5\text{H}_2\text{O}$	M	Cristale prismatice, agregate pămîntoase
Lawsonit $\text{CaAl}_2[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	R	Cristale prismatice, uneori tabulare, agregate granulare masive

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Ocre, galben, brun-închis	Semiadamantin, sticlos pe fețe	(0001) bun	3,26	3-4
Alb-cenușiu, metalic	Metalic	Perfect	8,18	2
Cenușiu, albăstrui, violet, galben, roșcat	Sticlos	(001) perfect	2,15	3
Alb	Sticlos, satinat pe suprafețe de clivaj	(100) perfect, (001) și (201) slab	1,95	2,5
Incolor, alb, cenușiu, gălbui	Sticlos	(110), (111) perfect : (111), (101), (011) slab	2,571	3,5
Incolor, transparent	Sticlos	(110) perfect, (101) slab	3,11	6,5
Alb-argintiu, galben-auriu	Metalic	(001)	8,62	2-3
Alb, roz-pal				3
Incolor, gălbui, roz, roșcat, violet, vernil, cenușiu	Sticlos	Absent	2,83	4
Alb, cenușiu, gălbui	Sticlos sau sidefos pe fețe de clivaj	(010) și (110) bun	2,2-2,3	3-3,5
Alb, albăstrui-deschis, verde deschis	Sticlos, uneori gras	(100) și (001) perfect, (110) slab	3,05-3,12	6

1	2	3
Lazulit $(\text{Mg, Fe})\text{Al}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$	M	Cristale piramidale, uneori cristale tabulare; mase compacte sau granulare
Lazurit $(\text{Na, Ca})_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4, \text{S}_2, \text{Cl})_{1-2}$	C	Mase compacte, cristale cu habitus dodecaedric sau octaedric
Leonit $\text{K}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	M	Cristale tabulare, alungite, frecvent fragmente neregulate
Lepidolit $\text{K}_2(\text{Li, Al})_{5-6}[\text{Al}_{2-1}\text{Si}_{6-7}\text{O}_{20}] \cdot (\text{OH, F})_1$	M	Cristale tabulare, agregate foioase mici
Leucit $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$	Dimorf, > 605°C cubic < 605°C — Ttr.	Trapezodru cubic, cristale bine dezvoltate
Libethenit $\text{Cu}_2(\text{PO}_4)(\text{OH})$	R	Prisme scurte alungite, mase globulare reniforme sau compact
Limonit		Mamelonar, pisolitic, reniform mase sferice cu structură fibros-radială; mase compacte, pămîntoase
Litargit PbO	Ttr.	Cruste, cristale tabulare pe galenă
Lizardit $\text{Mg}_6[\text{Si}_2\text{O}_5]_2(\text{OH})_1$	M	Mase compacte, vinișoare foarte subțiri
Löllingit FeAs_2	R	Cristale prismatice, compact, mase globulare sau bacilare

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Albastru-azur, alb-albăstrui, verde-albăstrui	Sticlos	(110) bun, (101) slab	3,08	5,5—
Albastru-intens, violet, albastru-deschis	Sticlos, gras în spărtură	(110) potrivit	2,44—2,50	5,5—6
Incolor	Sticlos		2,25	2,5—3
Roșu-purpuriu	Sticlos	(001) perfect	2,80—2,90	2,5—4
Alb cu nuanță cenușie sau gălbuie, chiar rozetic	Sticlos, gras pe fețe de clivaj	(110) foarte slab	2,47—2,50	5,5—6
Negru, verde-oliv, verde-închis, verde-negru	Sticlos, gras	(100) și (010) slab	3,8	4
Brun-închis, brun-deschis, galben-brun Urmă: brun-deschisă, galbenă brună	Sticlos	Absent	2,7—4,3	4—1
Roșu	Gras	(110) bun	9,14	2
Verde, alb, verde-pal	Sticlos, gras	(001) perfect	2,55	2,5
Alb-argintiu, cenușiu-strălucitor Urmă: neagră-cenușie	Metalic	(010) și (101) distinct TI - în raport cu PO TD - în raport cu volutiv PB - P7 - în raport cu Fe	7,10—7,4	5—5,5

1	2	3
Lotrit $\text{Ca}_2(\text{Ti, Al, Mg, Mn})_3[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$ (O, OH) · H_2O	M	Agregate granulare compacte, lamele
Ludwigit $(\text{Mg, Fe}^{2+})_2 \cdot \text{Fe}^{3+}(\text{BO}_3)_2\text{O}_2$	R	Mase fibroase, fibre radiare scurte, mase criptocristaline. Aggregate fin granulare
Magnetit FeFe_2O_4	C	Cristale octaedrice, mai rar dodecaedrice, romboidale, cubice cu striuri pe (011); masiv, lamelar, granular
Magnezoriebeckit $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH, F})_2$	M	
Magnezit MgCO_3	Trg.	Cristale rare, de regulă romboedrice (1011), rar prismatice (0001), tabulare (0001), rar scalenoedrice, cruste fin granulare, mase compacte masive, pămîntoase, agregate fibroase, lamelare
Malachit $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$	M	Cristale rare, prisme scurte sau lungi (001); stalactite cu structură fibroasă, radiară, varietăți pămîntoase
Manganit $\text{MnO}(\text{OH})$	M	Cristale prismatice (001); fețe terminale (001), macrodromuri, macropiramide, mase granulare compacte, forme stalactitice

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Verde, verde-brun, brun-deschis, galben	Sticios	(001) și (100) potrivit	3,18—3,23	6
Verde-închis, negru Urmă: albă, verde, negricioasă	Mătășos în spărtură proaspătă	Nu se observă	3,7	5
Negru, negru brun Urmă: neagră	Metalic, semimetalic	(111) bun <i>Sub formă de pulbere, colorată în verde-gălbui.</i>	5,175	5,5—6,5
Incolor pentru cristale transparente, alb, cenușiu, alb-gălbui, brun, în funcție și de impuritățile chimice	Sticios	(1011) perfect	3	3,75—4,25
Verde, verde-închis, verde-negru	Adamantin, sticios la cristale, mățășos la varietățile fibroase, lipsește la masele pămîntoase	(201) perfect, (010) bun	4,05	4
Cenușiu-strălucitor, negru de oțel Urmă: brun-roșcată	Semimetalic	(010) aproape perfect, (110) și (001) slab	4,30—4,40	4

1	2	3
Manganozit MnO	C	Cristale octaedrice, dodecaedrice, granule cu conture neregulate, mase granulare
Marcasită FeS_2	R	Tabular (010), piramidal, prismatic după (001), rar columnar sau în formă de lance; formă de concrețiuni, stalactite, ciorchini, mase reniforme neregulate sau cruste
Margarit $\text{Ca}_2\text{Al}_4[\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{20}](\text{OH})_4$	M	Fin lamelar, agregate foioase; nu se întâlnesc cristale bine dezvoltate
Matildit AgBiS_2	R	Rar cristale prismatice cu strițiuni (001), mase granulare masive
Melanterit $\text{Fe}(\text{SO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	M	Cristale prismatice scurte bine dezvoltate, tabulare; mase stalactitice, granulare, eflorescențe și cruste
Melilit $(\text{Ca}, \text{Na})_2 (\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}) [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_7]$	Ttr.	Cristale tabulare, prisme scurte, agregat bacilare
Mercur Hg		Cristale romboedrice, lichid
Metacinarit $\text{HgS} (\text{Hg}, \text{Fe}, \text{Zn}) \text{S}$	C	Tetraedric, mase compacte
Metahalloysit $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_8 2\text{H}_2\text{O}$		
Miargirit AgSbS_2	M	Frecvent tabular (001), (100) și (101), strițiuni în zonele (010) și (011), mase granulare masive

Anexa II.1 (continuare)

4	5	7	7	8
Pe spărtură proaspătă verde intens Urmă: brună	Sticlos	(001 bun, (111) slab întrerupt	5,364	5,5
Galben de alamă cu nuanță cenușie sau verzuie Urmă: verde, cenușiu închisă	Metalic	(101) distinct, (110) întrerupt, imperfect	4,8–4,9	6–6,5
Alb-perlat, cenușiu, roz, gălbui	Sticlos, sidefos	(001) perfect	3–3,1	3,5–4,5
Negru de fier sau cenușiu Urmă: cenușiu închisă	Metalic	Absent	6,90–7,20	2,5
Alb-verzui, alb-albăstrui, în funcție de substituțiile de Cu și Fe	Sticlos	(001) perfect, (110) slab	1,898	2
Galben-închis, brun, verde-brun	Sticlos pe spărtură gras	(001) bun	2,95–3,05	5–6
Alb de staniu	Metalic	Absent	13,596	
Negru-cenușiu	Metalic	Absent	7,65	3
Negru de fier, cenușiu-strălucitor Urmă: roșu de sînge	Metalic, adamantin	(010 imperfect, după (100) și (101) foarte slab	5,25	2,5

1	2	3
Microclin $K[AlSi_3O_8]$	Trc.	Cristale bine dezvoltate, asemănătoare cu ale ortoclazului
Millerit NiS	Trg.	Cristale aciculare cu strițiuni longitudinale, agregate radiare, capilare
Mirabilit $Na_2(SO_4) \cdot 10H_2O$	M	Prismatic (001), acicular (010), tabular (100) sau (001), mase fibroase, granulare, stalactite
Molibdenit MoS_2	H	Rar cristale prismatice, mai frecvent forme pinacoidale hexagonale; agregate solzoase, formațiuni sferulitice
Monazit (Ce, La, Y, Th) (PO_4)	M	De regulă tabular (100), alungit (010), prismatic, izometric piramidal, granular
Monticellit $CaMg[SiO_4]$	R	Mici cristale prismatice sau granular
Montmorillonit $(1/2 Ca, Na)_{0,7}(Al_{3,3}Mg_{0,7})[Al, Si]_8O_{20} \cdot (OH)_4 \cdot nH_2O$	M	Mase pămîntoase onctuale
Museovit $K_2Al_4[Al_2Si_6O_{20}](OH, F)_4$	M	Tabular, foios, columnar, piramidal
Natrolit $Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O$	R	Columnar, baghete sau fibre uneori foarte fine
Nefelin $Na_3K[Al_4Si_4O_{16}]$ sau $Na_3K[AlSiO_4]_4$	H	Prisme hexagonale sau tabulare scurt columnare, compact sau granular

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Asemănătoare cu aceea a ortozei	Sticlos, sidefos pe suprafețele de clivaj	(001) perfect, 010 bun	2,56—2,63	6—6,5
Galben de alamă, uneori irizat	Metalic	(1011) și (0112) perfect	5,3	3—3,5
Alb Urmă: albă	Sticlos	(100) perfect	1,49	1,5—2
Cenușiu de plumb. Urmă: cenușie cu nuanță verzui	Metalic	(0001) perfect <i>col. 7 l. - verde, brun, galben, alb, etc.</i>	4,7—4,8	1—1,5
Galben, brun-roșcat, brun, verde-gălbui, aproape alb	Rășinos, gras, sticlos, adamantin	(100) distinct, (010) neclar, (001) întrerupt	4,6—5,4	5—5,5
Incolor, alb, alb-gălbui			3,2	5
Alb-cenușiu, albăstrui, roz, roșu, verde	Mat pentru mineralul uscat	(001) perfect	2—2,7	2,5
Incolor în foițe subțiri, gălbui, cenușiu, verzui, mai rar roșietic	Sticlos, pe suprafețele de clivaj sidefos sau semimetalic	(001) perfect, (010) și (110) slab	2,77—2,88	2,5
Alb, verde, galben, roz, roșu	Sticlos, mase fibroase, mătășos	(110) și (110) aproape bun	2,2—2,26	5—5,5
Incolor, alb-cenușiu, gălbui, brun, roșietic, verzui	Sticlos pe suprafețele cristalului, gras pe spărtură	(1010) și (0001) slab	2,56—2,66	5,5—6

1	2	3
Newjanskit (Ir, Os)	H	Tabular (0001), rar prismatic (0001)
Nichelină NiAs	H	Mase compacte, reniforme, columnare
Nontronit $(1/2\text{Ca}, \text{Na})_{0,7}\text{Fe}^{3+}_4[(\text{Al}, \text{Si})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$		Mase pămîntoase criptocristaline, mase compacte opaliforme
Nosean $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4)$	C	Mase granulare
Oligist var. Hematit Fe_2O_3	Trg.	Tabular (0001), rezele lamelare, romboedrice. Mase criptocristaline compacte, agregate foioase, mase reniforme cu structură radiar fibroasă
Olivină $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$	R	Cristale idiomorfe, mase granulare, cristale rotunjite, diseminate în roci magmatice
Omfacit $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}^{3+})[\text{SiO}_6]$	M	Granular
Opal $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	A	Mase compacte, stalactitice
Ortit var. Epidot sin. Allanit $(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{La}, \text{Th})_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4](\text{O}, \text{OH})$	M	Tabular, II (100) prismatic după „b”, agregate granulare compacte, lamelare radiare, bacilare.

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Alb de staniu Urmă: cenușiu închis	Metalic	(0001) perfect	15–21	6–7
Roșu de cupru pal, alb-cenușiu	Metalic	Absent	7,784–7,838	5–5,5 <i>Fl. - Nucleu de Ag</i> <i>T.D. Fum de volatili</i> <i>As₂O₃</i>
Galben-verzui, verde-brun	Mat la varietăți afinate, ceros la varietățile grupate	Se observă variațiile solzoase la microscop	2,3	2,5
Cenușiu-verzui, gălbui, albăstrui, alb	Sticlos	(110) slab	2,30–2,40	0,5
Negru de fier-cenușiu de oțel, roșu decshis. Urmă roșu-vișnie	Metalic, semi-metalic	Fisuri întrerupte după (0001) și (1011)	5,26	6,5
Verde-galben, ușor verzui	Sticlos, gras în spărtură	(010) și (100) imperfect	3,3–3,4	6,5–7
Verde, verde-pal		(110) bun, (110) (110) 87° imperfect	3,29–3,37	5–6
Incolor, cu impurități galben, brun, roșu verde, negru	Sticlos, de ceră sau mat la mase poroase	<i>Nefericit la fier și la Ag</i> <i>Tl de Ag</i>	1,9–2,5	5–5,5 <i>10, 128</i>
Verde, oliv, galben, gri, adesea roșu sau negru Urmă: cenușie	Sticlos, adămintin pe fețe	(001) perfect	3,31–3,38	6,5–7

1	2	3
Ortoză $K[AlSi_3O_8]$	M	Prismatic (110), cristale concre- cute în druze cu aspect pseudo- romboedric, izolate sau maclate
Palygorskit $(Mg, Al)_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot 2H_2O + 2H_2O$	M	Mase criptocristaline; varietățile ferifere au o structură fibroasă, neorientată
Pargasit $NaCa_2Mg_4(Al, Fe^{3+})[Al_2Si_6O_{22}](OH, F_2)$	M	Prismatic, uneori fibros
Pehblendă UO_2	C	Botrioidal, colomorf, reniform, mase compacte
Pentlandit $(Fe, Ni)_9S_8$	C	Granular sau ca impregnații nere- gulate în pirotină
Periclaz MgO	C	Octaedric, cub-dodecaedric, cu- bic, rar dodecaedric. Frecvent apare în granule neregulate
Perovskit $CaTiO_2$	Pseudo- cubic M?	Cubic, octaedric; fețele de cub prezintă striuri paralele cu (001), uneori cu (110)
Petzit Ag_3AuTe_2	C	Mase fin granulare sau compacte
Piemontit $Ca_2(Mn^{3+}, Fe^{3+}, Al)_2Al[Si_2O_7][SiO_4](O, OH)$	M	Prismatic

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Roz-deschis, ga- lben, brun, alb-roșcat	Sticlos, sidefos pe planele de clivaj	(001) perfect, (010) bun, formind 90°	2,55–2,63; 2,56–2,62	6–6,5
Alb, uneori cu o tentă gălbuie; cenușiu cu o nuanță gălbu- ie sau brună	Mat		2,1–2,3	2–2,5
Brun deschis, uneori aproa- pe incolor	Sticlos	(110) bun; (100) și (001) imperfect	3,05	5–6
Negru, roșu de purpură Urmă: brun-ce- nușie	Semimetalic	Uneori (111) și (100)	9–9,7	3–6
Galben de bronz, mai deschis decît pirotina	Metalic	Absent sau slab distinct	4,6–5	3,5–4
Alb-cenușiu, uneori gălbui, galben-brun (varietăți feri- fere), verde sau negru (da- torită inclu- ziunilor),	Sticlos	(100) perfect, (111) imper- fect, (011) întrerupt și slab	3,7–3,9	6
Negru, gri- închis, brun- închis, brun- roșcat, găl- bui; varietă- tea niobiferă este neagră	Adamantin sau semimetalic	(001) imperfect	$4,01 \pm 0,04$	5,5
Cenușiu de fier, cenușiu strălucitor	Metalic	(001)	8,7 – 9,02	2,5
Roșu, brun-al- bicios	Sticlos	(001) perfect	3,45–3,52	6

1	2	3
Pirargirit Ag_3SbS_3	Trg.	Prismatic (0001), forme neuniforme; prezintă striatii după $(11\bar{2}0) \parallel (1\bar{1}05)$
Pirită FeS_2	C	Cubic (100), octaedric (111), piritoedric (210), diploedric (213). Prezintă striatii paralele cu (100), (210), caracteristice
Piroclor $\text{NaCaNb}_2\text{O}_6\text{F}$	C	Octaedric, cu fețele $d(011)$, $m(113)$ sau $a(001)$ asociate. Frecvent apare în granule neregulate sau în mase compacte
Pirofanit MnTiO_3	Trg.	Tabular (0001), cu forme hexagonale, prismatic $(10\bar{1}0)$, $(11\bar{2}0)$ romboedric, uneori lamelar
Pirofilit $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$	Ttr.	Apare în mase foioase, radiare sau compacte, fin-solzoase (agalmatolit sau pagodit)
Piroluzit MnO_2	Ttr.	Forme principale $a(010)$, $m(110)$, $h(120)$, $e(011)$, $g(021)$, $s(111)$, $p(221)$, $z(231)$. Rar apar cristale aciculare sau bacilare. Frecvent ca mase cristalin compacte, mase criptocristaline, pulverulente, afinate, pseudomorfozind psilomelanul
Piromorfit $\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$	R	Prismatic (0001), cu un număr redus de fețe $(10\bar{1}0)$, (0001) , $(10\bar{1}1)$ rar tabular (0001), piramidal. Cristalele prismatice apar paralele între ele. Frecvent ca mase reniforme, granulare, columnare

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Roșu, gri, albastru, negru	A damantin	$(10\bar{1}1)$ slab, (0112) imperfect	5,82–5,85	2,5–3
Galben de alamă, cu reflexe gălbui-brune și irizații Urmă: brună sau verzui-neagră	Metalic puternic <i>TI - g. m. de 5, 7, 10 - m. de 50 P. B. PT. în apă caldă: Solubil în apă regulă</i>	(001) slab, (011) și (111) slab și întrerupt	5,02	6–6,5
Brun, brun cu tente galbene, roșu, negru Urmă: brună, brun-galbenă	Sticlos, rășinos în spărtură	(111) bun	4,2 – 6,4	5,5
Roșu puternic Urmă: brună, roșie și ocru-gălbui	Metalic și semi-metalic	$(02\bar{2}1)$ perfect, (1012) slab	4,54	5–6
Alb cu tentă gălbui sau verde deschis, adesea semi-transparent	Sidefos, în agregatele foioase mătăsoase	(001) perfect	2,65–2,90	1–2
Negru, cenușiu de oțel, negru de fier cu reflexe albastrii, metalic Urmă: neagră	Metalic <i>P. B. n. PT. în apă caldă: Solubil în apă regulă</i>	(110) perfect	5,06	6–6,5
Verde, galben, brun, galben murdar, galben oranj, roșu oranj, roșu-brun; cenușiu, rareori incolor	Sticlos	$(10\bar{1}1)$	7,04	3,5–4

1	2	3
Pirotină Fe_{1-x}S	R	Tabular (0001), piramidal cu striații orizontale, mase compacte sau impregnații neregulate
Piroxeni $\text{W, X, Y}_3\text{Z}_2\text{O}_6$ $\text{W} = \text{Ca, Na}$ $\text{X} = \text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Li}$ $\text{Y} = \text{Al, Fe}^{3+}, \text{Ti}$ $\text{Z} = \text{Si, Al}$	R	Scurt prismatic, rar tabular, granule neregulate
Plagioclazi $\text{Na [AlSi}_3\text{O}_8] - \text{Ca[Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	Trc.	De regulă tabular, II(010), uneori alungit, prismatic. Forme (110), $(\bar{1}10)$, $(\bar{2}01)$, (001)
Platină Pt	C	Cubic, forme $a(001)$, $d(011)$, $o(111)$, $f(013)$, $e(012)$, $l(035)$, $g(023)$. Adesea granulele sînt ușor rotunjite
Plumb Pb	C	Octaedric, dodecaedric, cubic. Apare în agregate cu cristale plate, uneori în dendrite vermiculare
Plumozit varietatea neferiferă a jamesonitului. $\text{Pb}_4\text{Sb}_6\text{S}_{14}$	M	Acicular, fibros (001), bacilar. Apare și în mase compacte. Varietăți de plagionit sau boulangerit care apar în mase pîsloase au fost descrise ca plumozit
Polibazit $(\text{Ag, Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$	M	Tabular (001). Lamelar, conture pseudohehexagonale; fețele de bază au striatii triunghiulare. Apare și în mase compacte

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Galben de bronz-închis, cu reflexe brune Urmă: neagră-cenușie	Metalic <i>T.D. minus de 102 (mlt)</i> <i>PB - P7 tip propriu, colorat la H.C. de galben la negru</i>	(10 $\bar{1}0$) și (0001) imperfect	4,58—4,65	3,5—4,5
De la cenușiu albicios, prin culori deschise, nuanțe de verde, pînă la verde închis, negru. Variațiile ferifere prezintă culorile cele mai închise	Sticlos	(110) bun, (110) și (1 $\bar{1}0$) 87° pentru piroxeni monoclinici și (210) bun, ($\bar{2}10$) și (210) 91° pentru piroxeni rombici	3,2—3,9	5—7, frecvent 6
Alb sau nuanțe deschise de galben, roz, verde, cenușiu	Sticlos	(001) perfect, (010) distinct	2,61—2,76	6—6,5
Alb cenușiu strălucitor, cenușiu deschis	Metalic		14—19	4—4,5
Cenușiu de plumb, alb-cenușiu, pe suprafețe proaspete alb metalic	Metalic		11,4	1,5
Cenușiu-negru	Metalic	(001) bun, (010) și (120) slab	5,63	2,5
Negru de fier	Metalic	(001) imperfect	6—6,2	1,5—2

1	2	3
Polihalit $K_2Ca_2Mg(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$	Trc.	Tabular (010), prismatic alungit (001). Frecvent apare masiv, compact sau fibros foios
Proustit Ag_3AsS_3	Trg.	Cristale scalenodrice sau de romboedri ascuțiți. Frecvent sub formă de granule diseminate și uneori în mase compacte
Psilomelan $BaMn^{2+}Mn_8^{4+}O_{16}(OH)_4$	M	Mase reniforme, mamelare, cruste stalactitice, mase pămîtoase, pulverulente, eflorescențe
Realgar AsS	M	Cristale prismatice cu strițiuni după (001). Agregate granulare, compacte, uneori sub formă de eflorescențe, cruste sau mase
Rezbanyit $Pb_3Cu_2Bi_{10}S_{19}$	R	Forme aciculare, mase granulare, masive, compacte
Riebeckit $Na_2Fe_3^{2+}, Fe_2^{3+}[Si_8O_{22}] \cdot (OH, F)_2$	R	Prismatic, acicular, aspect deseori asbestiform; uneori agregate granulare
Rodoerzit $MnCO_3$	Trg.	Cristale romboedrice; agregate granulare reniforme, sferoidale cu structură radiară sau sferulitică.
Rodonit $CaMn_4[Si_5O_{15}]$	Trc.	Forme tubulare izometrice; frecvent în mase granulare sau compacte

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Incolor la variațiile transparente; alb, cenușiu, roz, roz-brun la variațiile cu incluziuni (mai ales oxizii de fier)	Sticlos sau rășinos	((101) perfect, (010) intrerupt	2,78	3,5
Roșu aprins Urmă: roșie	Adamantin	(101) slab	5,57	2-2,5 <i>P. 130</i>
Negru, negru-brun Urmă: de obicei neagră	Semimetalic		4,71	5-6, descrește pentru variațiile pămîtoase <i>P. 132</i>
Roșu-portocaliu-deschis	Rășinos sau gras în spărtură	Bun (010), slab (100) și (120)	3,56-3,47	1,5-2 <i>P. 134</i>
Cenușiu de plumb, cenușiu de oțel Urmă: neagră		Foarte slab	6,8-7,2	2,5
Albastru clar, negru	Sticlos	Bun (110)	3,02-3,42	5
Roșu-roz; culoarea variază în funcție de impuritățile conținute	Sticlos, sidefos în agregate	Perfect (101), imperfect (0112)	3,70	4
Roz-roz cenușiu	Sticlos	Perfect (110), (110), slab (001)	3,4-3,6	5,5-6,5

1	2	3
Rutil TiO_2	Trg.	Prismatic, columnar până la acicular; mase granulare masive, concreșteri fibroase reticulare numite <i>sagenit</i>
Safflorit $(\text{Co}, \text{Fe})\text{As}_2$	R	Cristale prismatice și granulare; agregate masive cu structură radiară
Salpetru de amoniu (nontrănit) $\text{NH}_4(\text{NO}_3)$	R	Mase pămîtoase
Salpetru de potasiu $\text{K}(\text{NO}_3)$	R	Cruste cu cristale aciculare; uneori mase granulare, columnare, pămîtoase
Salpetru de sodiu (Salpetru de Chile) $\text{Na}(\text{NO}_3)$	Trg.	Romboedric, mase granulare, eflorescențe
Sanidină $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	M	Cristale prismatice
Scapolit $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_4\text{Al}_3(\text{Al}, \text{Si})_3 \cdot \text{Si}_6\text{O}_{24} (\text{Cl}, \text{F}, \text{OH}, \text{CO}_3, \text{SO}_4)$	Ttr.	Prismatic, deseori alungit, de obicei în direcția axului vertical; granule sau mase granulare neregulate formind roci scapolitice compacte
Seleniu Se	Trg.	Acicular (0001), cristale tabulare
Semșeyit $\text{Pb}_9\text{Sb}_8\text{S}_{21}$	M	Cristale tabulare, uneori prismatice; agregate granulare, fibroase, mase compacte

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Galben închis, brun, roșu și negru (nigrin) Urmă: brun deschis, galbenă, cenușie sau neagră	Adamantin-metalic, gras <i>PD - 25 top / cupă la 200</i> <i>Alumina 10 la 1000</i>	Bun (110), slab (100), foarte slab (111)	4,2 — 4,3	6
Alb de staniu, uneori cenușiu Urmă: neagră-cenușie	Metalic	Potrivit (100)	6,9 — 7,3	4,5 — 5,5
	Sticlos	Perfect (011), bun (010), imperfect (110)	2,109	2
Incolor sau alb, cenușiu datorită impurităților	Sticlos	Perfect (1011) și (0112), imperfect (0001)	2,24 — 2,29	1,5 — 2
Alb și în funcție de impurități diferite culori	Sticlos	Perfect (001), bun (010)	2,5 — 2,6	6 — 6,5
Incolor transparent	Sticlos, sidefos pe planurile de clivaj			
De obicei incolor; varietățile netransparente sînt colorate în cenușiu, albastru; deschis mai rar roșu, violet, portocaliu-brun	Sticlos, pe fețele de clivaj sidefos	(100) și (110) bun	2,5 — 2,62	5 — 6
Cenușie	Metalic	(0112) bun, cristale flexibile	4,81	2
Cenușiu sau negru Urmă: neagră	Metalic	(112) perfect	6,08	2,5

2	2	3
Sepiolit $Mg_4(OH)_2[Si_6O_{15}] \cdot 2H_2O + 4H_2O$	M	Structură fibroasă
Sericit $K_2Al_4[Al_2Si_6O_{20}](OH, F)_4$	M	Tubular, fin solzos, sau fibros
Serpentină $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	M	Mase compacte, vinișoare foarte subțiri de asbest
Sfen $CaTi [SiO_4] (O, OH, F)$	M	În general cristale izolate; habitusul este extrem de variat din cauza numeroaselor combinații de forme; frecvent prisme turtite în formă de plic, care în secțiune transversală au formă plană
Siderit $FeCO_3$	Trg.	Cristale romboidale, tabulare, prismatice sau scalenoedrice; agregate masive, granulare compacte, pămîntoase
Sillimanit $Al [AlSiO_5]$	R	Cristale aciculare, nu se observă fețe terminale, fețele de prismă prezintă strițiuni; mase radiare compacte, în agregate fibroase
Silvanit $(Ag, Au)Te_2$	M	Cristale tabulare (100), (010), prismatice (001) columnar
Skutterudit $(Co, Ni)_8As_{24}$	C	Cristale cubice, cub-octaedru, octaedru, dodecaedru romboidal; concrețiuni radiare sau agregate granulare compacte

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Alb, uneori cu o nuanță gălbuie, sau cenușie cu nuanță gălbuie sau brună	Sidefos		2,1 — 2,3	2 — 2,5
Incolor	Sticlos; pe suprafețele de clivaj este sidefos sau semitalic	(001) perfect, (010) și (110) slab	2,77 — 2,88	2,5
	Sticlos, gras		2,55 — 2,6	2,5 — 3,5
Galben, brun, cenușiu, roșu-brun, uneori negru	A damantin	(110) bun	3,45 — 3,55	5 — 5,5
Brun-galben, brun-cenușiu, brun, brun-roșcat, uneori cenușiu, cenușiu gălbui, cenușiu-verzui, verde pal	Sticlos, ușor sidefos la agregate tipice	(10 $\bar{1}$ 1) perfect	3,7 — 3,9	4 — 4,5
Cenușiu, brun-deschis, verde-deschis	Sticlos	((010) perfect	3,23 — 3,27	6,5 — 7
Cenușiu strălucitor, alb-argintiu până la galben	Metalic strălucitor	(010) perfect	8,16	1,5 — 2
Alb de staniu, uneori cu reflexe cenușii sau irizații	Metalic	(001) și (111) bun, (011) distinct	6,8	5,5 — 6

Smithsonit ZnCO_3	Trg.	Rar în cristale, romboedric ($\bar{1}011$) sau ($02\bar{2}1$), în general fețele au linii curbe rar forme scalenoedrice; mase granulare compacte, mase pămîtoase.
Sodalit $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{Cl}_2$	C	Deseori dodecaedri romboidali, mase granulare
Spinel AB_2O_4 A= Mg^{2+} , Fe^{2+} , Zn, Mn^{+2} B=Al	C	Cristale octoedrice, cubice sau dodecaedrice romboidale, de regulă de dimensiuni mici; rar mase granulare compacte cu granule neregulate
Spodumen $\text{LiAl}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	M	Prisme ușor alungite, cristale larg dezvoltate, agregate lamelare, columnare sau mase cryptocristaline
Staurolit $\text{FeAl}_4[\text{SiO}_4]_2\text{O}_2(\text{OH})_2$	M	Cristale prismatice cu fețe (001) și (010), descori scurte și groase
Stibină Sb_2S_3	R	Cristale prismatice, acciculare, cu strițiuni verticale.
Stibiu Sb	Trg.	Pseudorombic ($01\bar{1}2$), tabular (0001). În general masiv, radiar sau lamelar
Stronțianit SrCO_3	R	Cristalele prismatice, uneori aciculare, cristale piramidale, pseudohexagonale ca aspect, cu striuri orizontale
Sulf S	R	Bipiramide (111), cristale tabulare (001), bisfenoidale (111), mase masive, reniforme, stalactitice, stalagmite, mase pulverulente

Tabelul II.1 (continuare)

Alb-cenușiu, cenușiu închis, verde, alb-brun	Sticlos, sidefos pe fețele de clivaj	($\bar{1}011$) aproape perfect	4,43	5
Incolor, cenușiu cu nuanță gălbuie, albăstrui, mai rar albastru	Sticlos	(110) slab	2,27—2,33	5,5—6
Variabilă, mai rar incolor, roșu, albastru, verde, brun	Sticlos	(111) slab	3,55	7,5—8
Alb-cenușiu, verzui, galben-verzui violet, verde	Sticlos, ușor sidefos pe fețele de clivaj	(110) bun	3,03—3,22	5,6—7
Roșu-brun până la negru-brun	Sticlos	(010) slab	3,74—3,83	7—7,5
Cenușiu de plumb, cenușiu strălucitor Urmă: cenușiu de Pb	Metalic	(010) perfect, (100) și (110) imperfect	4,6—4,7	2
Alb de standiu	Metalic	(0001) perfect, (1011) slab	6,61—6,72	3—3,5
Incolor, gălbui, verzui, brun-gălbui, brun, roșiatic	Sticlos, rășinos în spărtură proaspătă	(110) aproape perfect, (021) bun, (010) în urme	3,76	3,5
Galben, galben-pai, galben de miere, galben-brun	Rășinos sau gras pe spărtură, adămatin pe fețe de clivaj	(001), (110) și (111) imperfect la 8—clivajul e absent	2—2,1	1,5—2

Solubilitate în CS_2

1	2	3
Talc $Mg_3 [Si_4O_{10}] (OH)_2$	M	Cristale tabulare pseudohe- xagonale și pseudorom- bice, mase foioase, solzoa- se, descori compacte, nu- mite <i>steatit</i>
Tantalit (Fe, Mn) $(Ta, Nb)_2O_6$	R	Prisme scurte (001), rar for- me tabulare (010) sau ma- se masive
Tapiolit $FeTa_2O_6$	Ttr.	Prismatic (001) sau cu dez- voltarea fețelor (001), (100), (010), (113)
Tefroit $Mn_2[SiO_4]$	R	Cristale, mase compacte
Telurit TeO_2	R	Acicular [001], cristale pla- te (010) cu strițiuni [001], mase sferoidale, radiare, pulverulente
Teluriu Te	Trg.	Prismatic, acicular (0001), cristale bine individuali- zate, grupate, cristale co- lumnare sau granule fine.
Tenorit CuO	M	Cristale rare, fin solzoase, ta- bulare, paralele (100) și alungite [011], mase pul- verulente
Tetradimit Bi_2Te_2S	Trg.	Rar în cristale cu forme pi- ramidale și prisme trigonale; agregate fibroase și lamelare
Tetraedrit $(Cu, Fe)_{12}Sb_4S_{13}$	C	Mase compacte granulare, cristale tetraedrice

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Verde-deschis- alb cu nuan- ță gălbuie, brun-verzui	Sticlos sau si- defos, gras la pipăit	(001) perfect	2,58—2,83	1
Negru de oțel, negru brun, roșcat. Urmă: neagră, roșu- închisă	Semimetalic, semirășinos.	(010) distinct, (100) slab	8,10	6—6,5
Negru clar, negru-brun	Semiadaman- tin, semime- talic	Absent	7,30—8	6—6,5
Roșu de carne până la cenușiu		(010), (001) imperfect	3,78—4,10	6
Alb, alb-gălbui, transparent	Semi- adamantin	(010) perfect,	5,90	2
Alb de staniu	Metalic	(1010) perfect, (0001) imper- fect	6,1—6,3	2—2,5
Cenușiu de fier, negru, brun Urmă: neagră- gri	Metalic	În zona (011) și (011)	6	3,5
Cenușiu Urmă: cenușie	Metalic	(0001) perfect	7,3	1,5—2
Cenușiu stră- lucitor, ne- gru de fier Urmă: nea- gră, brună	Metalic	Absent	4,6—5,1	3—4,5

1	2	3
Thorianit ThO_2	C	Cristale cubice
Thorit $\text{Th}(\text{SiO}_4)$	Ttr.	Rar în cristale prismatice scurte, cristale piramidale, granule neregulate
Todorokit $\text{Mn}_8(\text{O}, \text{OH})_{16} + 2\text{H}_2\text{O}$	M (?)	Rar în cristale, forme caracteristice (010) și alungite (001), pământos, fibros
Topaz $\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{OH}, \text{F})_2$	R	Prismatic, cu strițiuni verticale, în granule de dimensiuni relativ mari, compact în mase mari
Torbernit $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8-12\text{H}_2\text{O}$	Ttr.	Tabular (001), rar piramidal, agregate subparalele, mase foioase micacee
Tremolit $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH}, \text{F})_2$	M	Cristale lungi prismatice, aciculare, mase radiare fibroase, agregate pisloase, mase compacte
Tungstenit WS_2	H	Mase masive, agregate foioase
Tungstit $\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$		Ortorombic sau pulverulent și pământos
Turcoază $\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Ttr.	Rar sub formă de cristale, agregate compacte, cruste criptocristaline, mase fin granulare, forme stalactitice, mase concreționare

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Cenușiu-negricios, cenușiu-negru. Urmă: cenușie	Semimetalic	(001) slab	9,7–9,78	6,5
Negru-brun, galben-portocaliu	Sticlos	după (110)	6,7	5
Negru	Metalic	(100) și (010) perfect	3,67	
Incolor, galben, cenușiu, verzui, roșcat, albastrui	Sticlos	(001) perfect	3,5–3,6	8
Verde de smalt, verde gras, verde închis, verde-clar. Urmă: verde-pal spre incolor	Sticlos, semiadamantin, sidefos (001)	(001) perfect de tip micaceu, (100) foarte slab	3,22	2–2,5
Alb-cenușiu, gălbui, verzui	Sticlos, sidefos în agregatele pisloase	(110) perfect spre bun, (100) imperfect	3,02–3,44	5–6
Cenușiu de plumb		după (0001)	7,4	2,5
Galben verzui sau galben-brun		(001) perfect		
Albastră, verde-albastrui, verde-clar, cenușiu-verzui	Sticlos pe cristale, mat în mase friabile	(001) perfect, (010) bun	2,6–2,8	5–6

1	2	3
Turmalină (Na, Ca) (Mg, Fe ²⁺ , Mn, Li) ₃ (Al, Fe ³⁺ , Ti) ₆ (BO ₃) ₃ [Si ₆ O ₁₈](OH, F) ₄	Trg.	Columnar, cristale prismatice scurte, agregate bacilare, radiare, fibroase, aciculare, încrucișate, mase compacte
Uraninit UO ₂	C	Cristale octaedrice, cub-octaedrice, dodecaedri romboidali, mase masive dense, colomorfe, stalactitice
Valentinit Sb ₂ O ₃	R	Prismatic după (001) sau (100), tabular (010), strițiuni paralele cu (001) sau (100), agregate granulare plate, mase masive, columnare
Valleriit Cu ₂ Fe ₄ S ₇ (?)	R (Trg.)	
Vanadinit Pb ₅ (VO ₄) ₃ Cl	H	Cristale prismatice (0001), aciculare grupate paralel, agregate granulare
Vermiculit (Mg, Ca) _{0,7} (Mg, Fe ³⁺ , Al) ₆ [(AlSi) ₈ O ₂₀](OH) ₄ · 8H ₂ O	M	Apare sub formă de pseudomorfoze după biotit sau flogopit ferifer
Veszelyt (Cu, Zn) ₃ (AsO ₄ , PO ₄) (OH) ₃ · 2H ₂ O	M	Prisme scurte (001), tabulare (100), forme octaedrice larg dezvoltate (100) și (011), agregate granulare
Vezuvian Ca ₁₀ (Mg, Fe) ₂ Al ₄ [SiO ₄] ₅ [Si ₂ O ₇] ₂ (OH, F) ₄	Ttr	Cristale prismatice, mai rar bipiramidale, cristale tabulare; mase bacilare, compacte, granulare
Villiaumit NaF	C	Frecvent granular, masiv

Anexa 11.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Verde, roz, roșu, brun, galben, negru, verde închis, albastru închis	Sticlos	(1120), (1011) slab	3,0—3,25	7
Negru, uneori violet. Urmă: brun cenușie	De smoală, mat	Absent	10,6	5—6
Alb închis, galben, roșu, gri-brun Urmă: albă	Adamantin, sidefos pe suprafețe de clivaj	(110) perfect, (010) imperfect	5,76	2,5—3
		Perfect	3,14	
Roșu-oranj-brun, roșcat, brun-gălbui, galben	Semirășinos, semiadamantin	Absent	6,88	2,75—3
Brun, galben-brun, galben auriu, galben de bronz	Sidefos, semi-metalic, gras	(001) perfect	2,3	1,5
Verde-albăstrui, albăstrui închis	Sticlos	(001) și (110)	3,4	3,5—4
Galben-cenușiu, verde, brun, negru, albăstrui-deschis, roșu, roz,	Sticlos sau gras	(001) slab	3,33—3,43	6—7
Roșu-carmin, produsul artificial pur incolor	Sticlos	(001) perfect	2,79	2

1	2	3
Vivianit $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	M	Frecvent prismatic (001), tabular (010), mai rar (100), grupări stelare, mase tabulare, concreționare, structuri fibroase, mase pămîntoase, pulverulente
Wad		Mase compacte, reniforme, concreționare cu structuri interne fibroase
Wavellit $\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	R	Rar sub formă de cristale, prisme lungi (001), cu (110), cu striuri (001), agregate globulare, structuri radiare-fibroase, structuri stelare
Willemitt $\text{Zn}_2[\text{SiO}_4]$	Trg.	Rar prismatic, romboedric, deseori granule fine
Witherit BaCO_3	R	Bipiramide pseudohexagonale, prismatice (001), lenticulare, mase sferoidale, compacte, agregate fibroase, foioase sau în vi- nișoare
Wittichenit Cu_3BiS_3	R	Cristale tabulare (001), cristale columnare, aciculare, cel mai adesea compact și fin granular
Wolframit (Fe, Mn) (WO_4)	M	Prisme alungite (001) sau scurte; frecvente sînt și cristalele tabulare (100)
Wollastonit $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$	Trc.	Cristale tabulare, deseori alungite, mase foioase, radiare, cilindrice, solzoase, rar fibroase

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Incolor în suprafețe proaspete, albăstrui-pal, verde, albastru-indigo, negru-albăstrui	Sticlos pe (010), mat la masele pămîntoase	(010) perfect	2,68	1—1,5
Negru, negru-brun. Urmă: neagră, brună-neagră, brună-roșie	Mat	Absent	2,8—4,4	6,5
Alb-verzui, verde, galben, galben-brun, albastru sau chiar incolor	Sticlos, tinde spre sîdefos, rășinos	(110) perfect, (101) și (010) bun	2,36—2,37	3,25—4
Galben, verde, brun, alb	Sticlos, uneori rășinos	(0001) bun	3,9—4	5,5
Alb, cenușiu, galben, brun, verde Urmă: albă	Sticlos, rășinos în spărtură	(010) și (110) imperfect, (112) foarte slab	4,29	3—3,5
Cenușiu strălucitor, alb de staniu, cenușiu de plumb. Urmă: neagră	Metalic	Absent	6,3—6,7	2,5
Cenușiu, negru, brun-negru, negru de fier	Semimetalic, metalic, adamantin	(010) perfect, (100) și (102) slab	7,2—7,5	4—4,5
Alb, cenușiu, roșcat, sînt cunoscute și varietăți incolore perfect transparente	Sticlos	(100) perfect, (102) și (001) bun	2,8—2,9	4,5—5

1	2	3
Wulfenit Pb (MoO ₄)	Ttr.	Tabular (001), octaedric, prismatic (001) cuboidal; mase masive, fin granulare
Wurtzit ZnS	H	Cristale piramidale, tabulare (0001), striatii pe (1010) și (1011), mase metacoloide
Xenotim Y(PO ₄)	Ttr.	Prismatic (001), terminații piramidale, mai rar în agregate radiare, cruste cristaline, mase compacte în rozete
Zineit ZnO	H	Rar sub formă de cristale, mase lamelare, mase compacte granulare
Zircon Zr[SiO ₄]	Ttr.	Prismatic, prisme bipiramidale, granule
Zoizit Ca ₂ Al ₂ [Si ₂ O ₇] [SiO ₄](O, OH)	R	Cristale prismatice; mase cu structură cilindrică sau granulară

Anexa II.1 (continuare)

4	5	6	7	8
Galben, oranj, galben-murdar, cenușiu-gălbui, alb-cenușiu, verde-oliv, brun, brun-roșcat, roșu	Rășinos, adamantin	(011) bun, (011) și (013) slab	6,5–7	2,75–3
Brun-negricios Urmă: brună	Rășinos, adamantin	(1120) slab, (0001) imperfect	3,98	3,5–4
Galben-brun, brun-roșcat, brun-deschis, alb-cenușiu, galben-pal, verde	Sticlos cu tendință spre rășinos	(100) bun	4,5–5,1	4–5
Galben-oranj, roșu Urmă: galben-oranj	Semimetalic	(1010) perfect, (0001) slab	5,4–5,7	4,5–5
Incolor, galben, portocaliu, roșu	Adamantin, uneori gras sau sticlos	(110) imperfect	3,9–4,7	7,5
Cenușiu, verde, roz, roșu, brun	Sticlos, sidefos pe suprafețele de clivaj	(100) perfect	3,15–3,36	6

Proprietățile optice microscopice
A.

Mineralul și formula chimică	Sistem	Culoare, pleocroism	Clivaj	Refrin	
				ϵ_α	n_β
Periclaz MgO	C	Incolor-gălbui	Perfect (100) slab (111)		1,736
Tenorit CuO	M	β : brun-deschis γ : brun-închis	Bun (111) și 001	?	2,63
Corindon Al ₂ O ₃	Trg.	γ : albastru α : incolor, verde- albastrui		1,765— 1,777	
Hematit Fe ₂ O ₃	H	ω : brun-roșcat ϵ : galben-roșcat		2,988	
Rutil TiO ₂	Tetr.	γ : galben-închis-verzui α : galben-roșu-închis	(100) (110)	2,835— 2,956	
Casiterit SnO ₂	Tetr.	ω : incolor ϵ : roz	Slab (001)	2,139	
Anatas TiO ₂	Tetr.	ω : galben, bleu, verde ϵ : brun, albastru	Distinct (001); (011)	2,517	
Brookit TiO ₂	R	α , β : portocaliu γ : galben		2,561	2,544
Baddeleyit ZrO ₂	M	α : galben-bruniu β : verde-bruniu γ : brun	Perfect (001)	2,20	2,19
Spinel MgAl ₂ O ₄	C	Roșu-galben	Slab (111)		1,715
Crisoberil BeAl ₂ O ₄	R	Incolor sau: α : roz β : galben γ : verde	Distinct (110)	1,753— 1,758	1,747— 1,749
Piroclor NaCa(Nb) ₂ O ₆ F	C	Brun, roșu, galben, incolor	Slab (111)		1,93— 2,18
Fapilit FeTa ₂ O ₆	Tetr.	ω : brun-roșcat-gălbui ϵ : brun-închis, opac		2,42	
Columbit (Fe,Mn)(Nb,Ta) ₂ O ₆	R	α : roz-deschis β : roșu γ : roșu-închis	Bun (010)	2,34— 2,43	2,25— 2,32

Anexa II.2

ale mineralelor transparente

Oxizi

gența	Δ	Extincție	Alungire	2V/U	Semn optic	Dispersie	Alte proprietăți (Observații)
ω_γ							
	0,010						
?	0,55			2V mare		$r < V$	Macle
1,757— 1,768	0,008— 0,009	0°		U	—	$r > V$	Habitus hexagonal, macie simple și polisintetice după 1011; va- rietățile colorate pleocroice
2,759	0,229	0°		U	—		Habitus lamelar sau fibros; ma- cie polisintetice
	0,2743— 0,2897	0°	+	U	+		Habitus prismatic, acicular; ma- cie în genunchi; var. sagenit= incluziuni în biotit sau cuarț
2,047	0,922	0°		U	+		Habitus scurt prismatic sau pira- midal; macie; structurizare; anomal biax, absorbție $\omega > \epsilon$
2,454	0,066	0°		U	—	$r \geq V$	Habitus prismatic sau tabular; anomal biax 2V mic
2,540	0,111	0°		58°	+	$r \geq V$	Slab pleocroic; dispersie foarte puternică
2,13	0,07	12°	—	30°	—	$r > V$	Macle (100), (110) PAO (010); dispersie foarte puternică
							Macle (111); habitus cubic
1744— 1,747	0,009±	0°			+	$r < V$	Macle simple și ciclice; pleocroism vizibil în secțiuni groase
							Macle (111); birefringență anor- mală, slabă; culori zonare
2,72	0,15	0°		U	+		Macle (013)
2,19— 2,26	0,15— 0,17	0°		Mare	—		Macle (201) PAO (010); pleocroism puternic în varietățile manganifere $\alpha < \beta < \gamma$

B. HIDRO

Mineralul și formula chimică	Sistem	Culoare Pleocroism	Clivaj	Refrin-
				$\gamma(\omega)$
Brucit $Mg(OH)_2$	Trg.	Incolor	Bun (bazal)	1,581—1,594
Böhmit $AlO(OH)$	R	Incolor	Slab (010)	1,651
Gibbsit $Al(OH)_3$	M	Incolor	Perfect (001)	1,585—1,595
Diaspor $H(AlO_2)$	R	γ : gălbui, albăstrui; β : incolor; α : violet, brun, roșcat	Perfect (010); distinct (110)	1,750
Lepidocrocit $FeO(OH)$	R	γ : brun-roșcat β : portocaliu α : incolor, galben	Perfect (010); slab (100), (001)	2,51
Goethit $HFeO_2$	R	γ : oranj, galben; β : galben, bruniu; α : galben	Perfect (010)	2,304
Manganit $MnO(OH)$	M	γ : roșu-brun; β : galben α : brun	Perfect (010); bun (110), (001)	2,53

PAO||—planul axului optic paralel

Anexa II.2 (continuare)

XIZI

gența		Δ	Extincție	Alungire	2V/U	Semn optic	Alte proprietăți, observații
β	$\alpha(\varepsilon)$						
	1,579— 1,561	0,019— 0,016	0°		U	+	Habitus tabular (secțiuni baza- le) sau fibros
1,645	1,638	0,013	0°		80°	—	Habitus tabular
1,565—1,577	1,565—1,577	0,015—0,020	21°	\pm	0—20°	+	Habitus lamelar, macle simple și multiple, $r \geq V$
1,722	1,702	0,048	0°	—	84°	+	Habitus tabular sau prismatic; colorat cind con- ține Mn sau Fe, pur este incolor, $r < V$
2,20	1,94	0,57	0°		83°	—	PAO (001), $\alpha =$ $= b$ absorbție: $\alpha < \beta < \gamma$; disper- sie slabă
2,292	2,185	0,119	0°		36°	—	PAO (001), dis- persie puternică
2,25	2,25	0,28	4°	+	Mic	+	Macle (011), PAO (010), absorb- ție: $\alpha, \beta < \gamma$; dispersie f. pu- ternică, $r > V$

C. HALO

Mineralul și formula chimică	Sistem	Clivaj	Culoare pleocroism	Refrin-	
				α	β n
Halit NaCl	C	Perfect (001)	Incolor		1,5443
Silvină KCl	C	Bun (001)	Incolor		1,4904
Villiaumit NaF	C	Slab (001)	Incolor		1,3258
Fluorină CaF ₂	C	Perfect (111)	Incolor		1,43385
Atacamit Cu ₂ (OH) ₃ Cl	R	Perfect (010)	Slab pleocroic; α : verde β : gălbui γ : verde de iarbă	1,831	1,861
Bischofit MgCl ₂ · 6 H ₂ O	M		Incolor	1,492	1,506
Carnalit KMgCl ₃ · 6 H ₂ O	R		Incolor	1,4665	1,4753

PAO ⊥ — planul axului optic perpendicular

Anexa II.2 (continuare)

GENURI

genă	Δ	Extincție	Alungire	2V/U	Semn optic	Alte proprietăți
γ						
	Izotrop					Incluziuni gazoase și li- chide
	Izotrop					
	Izotrop					Δ anomală Uneori pleocroic: de la roșu-carmin la galben- auriu
	Izotrop					Habitus octaedric; ma- cle 111
1,880	0,049	$\gamma\Delta c = 0^\circ$	+	75°	—	Dispersie puternică $r < V$
1,519	0,027	$\beta\Delta c = 10^\circ$	—	79°	+	Cristale fibroase sau granulare, PAO ⊥ (010)
1,4937	0,0272	$\gamma\Delta c = 0^\circ$		69°	+	Dispersie slabă, $r > V$, PAO 010

D. CAR

Mineralul și formula chimică	Sistem	Clivaj; unghi de clivaj	Culoare (Pleocroism)
Calcit CaCO_3	Trig.	Perfect (10 $\bar{1}1$); $\alpha^* = 74^\circ 55'$	Incolor
Dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Trig.	Perfect (10 $\bar{1}1$); $\alpha = 73^\circ 45'$	Incolor
Magnezit MgCO_3	Trig.	Perfect (10 $\bar{1}1$); $\alpha = 72^\circ 36'$	Incolor
Rodocrozit MnCO_3	Trig.	Perfect (10 $\bar{1}1$); $\alpha = 73^\circ 9'$	Incolor
Ankerit $\text{Ca}(\text{MgFe})(\text{CO}_3)_2$	Trig.	Perfect (10 $\bar{1}1$);	Incolor la brun
Siderit FeCO_3	Trig.	Perfect (10 $\bar{1}1$); $\alpha = 73^\circ 0'$	Incolor la brun
Smithsonit ZnCO_3	Trig.	Perfect (10 $\bar{1}1$); $\alpha = 72^\circ 20'$	Incolor
Aragonit CaCO_3	R	Slab (010)	Incolor
Witherit BaCO_3	R	Distinct (010)	Incolor
Stronțianit SrCO_3	R	Distinct (110)	Incolor
Ceruzit PbCO_3	R	Distinct (110) și (021)	Incolor
Azurit $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$	M	Perfect (011), distinct (100)	Albastru
Malachit $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$	M	Perfect (201), distinct (010)	Verde γ — verde-închis β — verde-gălbui α — incolor

* — Unghiul dintre direcțiile de clivaj pe fața (1011).

Anexa II.2 (continuare)

BONAȚI

Indicii de refracție			Δ	Extincție	2V/U	Semn optic	Alte proprietăți
γ (ϵ)	β	α (ω)					
1,658		1,486	0,172	Simetrică	U		Pleocroism de relief; macle (0001)
1,679		1,502	0,177	Simetrică	U		Macle (0001) și (1011)
1,700		1,510	0,190	Simetrică	U		
1,820		1,600	0,220	Simetrică	U		
1,728		1,531	0,197	Simetrică	U		
1,875		1,663	0,242	Simetrică	U		Macle (0001) și (0111)
1,849		1,621	0,226	Simetrică	U		
1,686	1,682	1,530	0,156	Dreaptă	18°	—	Habitus acicular, fibres; alungire negativă; macle (110)
1,677	1,676	1,529	0,148	Dreaptă	16°	—	Macle (110)
1,666	1,664	1,516	0,150	Dreaptă	10°	—	
2,078	2,076	1,804	0,274	Dreaptă	8°	—	Macle (110), rar (130)
1,838	1,758	1,730	0,108	$\gamma \wedge c = 12^\circ$	68°	+	Pleocroic; $\alpha = b$
1,909	1,875	1,655	0,254	$\alpha \wedge c = 23^\circ$	43°	—	Habitus acicular, fibres; macle (100) $\beta = b$

E. SUL

Mineralul și formula chimică	Sistem	Clivaj	γ	β
Anhidrit CaSO_4	R	Perfect (001), bun (010), distinct (100)	1,613–1,617	1,575–1,578
Baritină BaSO_4	R	Perfect (001), bun (2 dir. 78°), slab (100)	1,648	1,637
Celestină SrSO_4	R	Perfect (001), bun (2 dir. 76°)	1,631	1,624
Anglezit PbSO_4	R	Distinct, întrerupt (001) și (110)	1,894	1,882
Gips $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	M	Perfect (010), bun (100), distinct, întrerupt (111)	1,530	1,523
Glauberit $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$	M	Perfect (001)	1,536	1,532
Mirabilit $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$	M	Perfect (100)	1,539	1,396
Kieserit $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	M	Perfect (111) și (110)	1,586	1,535
Epsomit $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	R	Distinct (010)	1,461–1,492	1,455–1,489
Kainit $\text{KMgClSO}_4 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$	M	Bun (100), distinct (110)	1,546	1,505
Polihalit $\text{K}_2\text{MgCa}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$	Trc.	(110)	1,567	1,562
Melanterit $\text{FeSO}_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$	M	Distinct (001) și (110)	1,478–1,489	1,470–1,480
Calcanțit $\text{CuSO}_4 \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$	Trc.	Perfect (110)	1,546–1,538	1,539–1,530
Thenardit Na_2SO_4	R	Distinct (001)	1,485	1,474
Alunit $\text{KAl}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$	Trig.	Distinct (001)	1,590	
Brochantit $\text{Cu}_4(\text{OH})_6\text{SO}_4$	M	Perfect (100)	1,800	1,771

Anezu II.2 (continuare)

FAȚI

α	Δ	Extincție	2V/U	Semn optic	Alte proprietăți
1,570–1,573	0,043–0,045	0°	42°	+	Varietatea viole- tă pleocroică
1,636	0,012	0°	36–38°	+	PAO 010
1,622	0,009	0°	51°	+	
1,877	0,017	0°	60–75°		Incolor
1,521	0,009	$\alpha \wedge c = 35^\circ$	58°	+	Alungire negati- vă; macle 100 și 101; pe fața 010 extincție sime- trică; PAO 010
1,515	0,021	30°	0–17°	–	Incolor
1,394	0,004	$\gamma \wedge c = 26–31^\circ$	80°	+	Alungire pozitivă
1,523	0,063	$\gamma \wedge c = 76^\circ$	57°	+	Solubil în apă
1,433–1,469	0,028–0,023	0°	51°	–	Alungire negativă
1,494	0,022	$\alpha \wedge c = 80^\circ$	85°	–	Solubil în apă
1,548	0,019	20–29°	60°	–	Slab colorat, ma- cle
1,467–1,479	0,012–0,015	54°–78°	mare	+	
1,518–1,511	0,030–0,027	Variabilă	56°	–	
1,464	0,021	0°	83°	+	
1,580	0,010	0°	U	+	Alungire negativă
1,728	0,072	13°	77°	–	Culoare verde, slab pleocroic, macle (100)

F. FOSFAȚI—ARSENIATI—

Mineralul și formula chimică	Sistem	Culoare pleocroism	Clivaj
Xenotim $\text{Y}(\text{PO}_4)$	Tetr.	Gălbui, verzui, roz	Perfect (110)
Monazit $(\text{Ce, La, Dy})(\text{PO}_4)$	M	Galben, brun	Perfect (001), distinct (100)
Apatit $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F, Cl, OH})$	H	Incolor	Bun (0001) și (1010)
Vivianit $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$	M	γ -oliv, verde, β -albastru-pal, α -albastru-intens	Perfect (010), distinct (100)
Lazulit $(\text{Mg, Fe})(\text{AlOH})_2(\text{PO}_4)_2$	M	γ -albastru-azur, β -idem, α -incolor,	—
Autunit $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10-12 \text{H}_2\text{O}$	Tetr.	γ -albastru-închis, β -idem, α -incolor	Perfect (001), bun (100), (010), (110)
Torbernit $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8-12 \text{H}_2\text{O}$	Tetr.	ω -galben-verzui, ϵ -albastru	Perfect (001), distinct (100)
Wavellit $\text{Al}_3(\text{OH})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$	R	γ -galben-pal, β -brun-gălbui,	Bun (110), (011), (010)
Piromorfit $\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$	H	α -albastru-verde ω -verde ϵ -gălbui	—
Turcoază $\text{CuAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$	Tric.	Incolor, albastru- pal	Distinct (110)
Ambligonit $(\text{Li, Na})\text{Al}(\text{PO}_3)(\text{F, OH})$	Tric.	Incolor, verzui, roz	Perfect (100); bun (110)
Eritriază $\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$	M	γ -roșu, β -violet-pal, α -roz-pal	Perfect (010)
Annabergit $\text{Ni}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$	M	Verde-pal	Perfect (010)
Vanadinit $\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_3(\text{Cl})$	H	ω -roșu-brun, ϵ -galben	—
Scheelit CaWO_4	Tetr.	Incolor	Bun (111)

Anexa II.2 (continuare)

VANADAȚI—WOLFRAMAȚI

Refringența			Δ	Extincție	Alungire	2V/U	Semn optic	Alte proprietăți
γ (ω)	β	α (ϵ)						
1,764	—	1,826	0,065	0°	+	U	+	Pseudoabsorbție
1,837— 1,849	1,788— 1,801	1,787— 1,801	0,045— 0,055	1—6°	+	6—19	+	Pseudoabsorbție, macle (100)
634— 1,647	—	1,629— 1,644	0,005— 0,003	0°	—	U	—	Contur prismatic sau hexagonal, aspect șagrinat, alungire negativă
1,627— 1,636	1,598— 1,600	1,570— 1,580	0,047— 0,066	20—30°	+	100±	+	În stare proaspătă este incolor
1,643	1,634	1,612	0,031	9°	—	69°	—	Macle lamelare (110) și (101)
1,521— 1,577	1,510— 1,575	1,488— 1,553	0,033— 0,024	0°	—	30—60°	—	Prezintă caractere de mineral biax
1,592	—	1,582	0,010	—	—	U	—	Habitus fibros
1,545	1,534	1,525	0,020	—	—	72°	+	Poate fi și incolor
2,061	—	2,049	0,012	0°	—	U	—	Anomal biax
1,65	1,62	1,61	0,04	12°	—	22°	—	—
1,617	1,607	1,595	0,022	50°	—	Mare	—	Macle lamelare (111)
1,701	1,663	1,629	0,072	$\gamma \wedge c = 32^\circ$	+	89°	+	—
1,687	1,658	1,622	0,065	$\gamma \wedge c = 35^\circ$	+	84°	—	—
2,358	—	2,311	0,017	—	—	U	—	Habitus prismatic
1,9345	—	1,9185	0,016	—	—	U	+	—

G. BO

Mineralul și formula chimică	Sistem	Culoare pleocroism	Clivaj	Refrin	
				γ	β
Ludwigit $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2\text{O}_2\text{Fe}^{3+}\text{BO}_3$	R	γ -brun, β -verde, oliv α -verde-închis		1,98	1,85
Szaibelyit (Ascharit) $\text{H}_2(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Zn})_2\text{B}_2\text{O}_6$	R	Incolor		1,650— 1,740	1,620— 1,735
Kotoit $\text{Mg}_3\text{B}_2\text{O}_6$	R	Incolor	Perfect (110)	1,673	1,653
Boracit $\text{Mg}_5\text{B}_{14}\text{O}_{26}\text{Cl}_2$	R	Incolor	Bun (111)	1,673	1,663
Colemanit $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	M	Incolor	Perfect (010), distinct (001)	1,614	1,592
Borax $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	M	Incolor	Perfect (100) distinct (110)	1,472	1,469

H. SI

a. NEZO

a₁ Grupa

Mineralul și formula chimică	Sistem	Culoare
Pirop $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	C	Incolor (roz)
Almandin $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	C	Incolor (cenușiu)
Spessartiu $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	C	Incolor (galben)
Grossular $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	C	Incolor
Andradit $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$	C	Incolor (verde-gălbui)
Uvarovit $\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$	C	Verde

Anexa II.2 (cont)

RAȚI

geața α	Δ	Extincție	Alungire	2V	Semn optic	Alte proprietăți
1,84	0,14	0°	+	F. mic (2E=40)	+	Habitus prismatic, fi- bros
1,575— 1,675	0,075— 0,055	0°		25°	—	Var. cu Mn = <i>sussexit</i> var. cu Mg = <i>camse</i>
1,652	0,021	0°	+	21°	+	Macle lamelare, PAO (010)
1,662	0,011	0°	+	83°	+	Var. fibroasă = <i>stass-</i> <i>furtit</i> , macle comple (111)
1,586	0,028	7°		56°	+	PAO \perp (010)
1,447	0,025	55°	—	39°	—	PAO \perp (010)

Anexa II.2 (cont)

LICAȚI

SILICAȚI

granaților

Refrigența (n)	Alte proprietăți
1,705	Habitus dodecaedral, trapezoidal, aspect săgrinat, incluzi frecvente, spărturi.
1,778—1,830	
1,800	
1,735	Habitus dodecaedral, trapezoidal; birefringență anoma structuri zonare, macle sectoriale.
1,880—1,900	
1,840—1,870	

a₂. Grupa

Mineralul și formula chimică	Sistem	Refringenta		
		γ	β	α
Olivină $(Mg, Fe)_2SiO_4$	R	1,792	1,778	1,748

a₃. Grupa silicaților de

Mineralul și formula chimică	Sistem	Clivaj	Culoare, pleocroism
Andaluzit $Al_2(SiO_4)O$	R	Distinct (110)	γ-incolor; α-incolor (rez)
Sillimanit $Al(AlSiO_5)$	R	Distinct (010)	Incolor
Disten $Al_2(SiO_4)O$	Trec.	Perf. (100), distinct (001), slab (010)	Incolor
Staurolit $FeAl_4(SiO_4)_2O_2(OH)_2$	R	Slab (010)	γ: galben, auriu; β: incolor; α: galben-pal

a₄. Alți nezo-

Mineralul și formula chimică	Sistem	Clivaj	Culoare, Pleocroism	Refrin-
				γ
Zircon $Zr[SiO_4]$	Tetr.	Slab (110) și (111)	Incolor cu tente brun ver- zui	1,96—2,02
Topaz $Al_2[SiO_4]_2(F, OH)$	R	Perfect (001)	Incolor	1,617—1,637
Sten $CaTi[SiO_4](O, OH, F)$	M	Bun (110)	γ-roz, gălbui; β-roz-Verzui, brun α-verde-bruniu, incolor	1,979—2,054

Anexa II.2 (continuare)

Olivinei

Δ	Extincție	2V	Semn optic	Proprietăți comune
0,044	0°	69°	—	Incolor, aspect șagrinat, clivaj slab (010), spărturi neregulate, extincție dreaptă și simetrică, alungire pozitivă; prin alterație: — serpentinizare → crisotil, antigorit; — martinizare → oxizi de fier.

aluminii și staurolitului

Refringenta			Δ	Extincție	2V	Semn optic	Alte proprietăți
γ	β	α					
1,638— 1,651	1,633— 1,644	1,629— 1,640	0,007— 0,010	0°	83°— 85°	—	Pe fața (001) două direc- ții de clivaj
1,677— 1,684	1,658— 1,670	1,655— 1,661	0,020— 0,023	0°	20°— 30°	+	Habitus acicular, PAO (010)
1,728— 1,729	1,720— 1,722	1,712— 1,717	0,015— 0,016	30°	82°— 83°	+	Habitus prismatic; ex- tincție 60° în sect. ba- zale; în sect. groase este pleocroic: albas- tru, incolor; clivaj în 2 direcții în sect. trans- versale; macle.
1,750— 1,762	1,745— 1,753	1,739— 1,747	0,011— 0,015	0°	80°— 90°	+	PAO (100); alterații: sericit, talc

silicați

Refringenta		Δ	Extincție	2V/U	Semn optic	Alte proprietăți
β	α					
	1,92— 1,96	0,04— 0,06	γ ∧ c=0	U	+	Habitus prismatic cu fețe terminale piramidale, ma- cle (111), prin alterație spre stadiul amorf (metamic- tic) refringenta și bire- fringenta scad; rar biax
1,610— 1,629	1,607— 1,629	0,008— 0,010	γ ∧ c=0	66—68°	+	În secțiuni groase pleocroic; γ-roz-violet; β-roz-gălbui; α-galben-bruniu; incluzi- uni lichide și gazoase
1,894— 1,935	1,888— 1,918	0,091— 0,146	γ ∧ c= 45—57	24—50°	+	Habitus caracteristic în formă de romb, macle după (100); dispersie puternică

b. SORO

Mineralul și formula chimică	Sistem	Clivaj	Culoare Pleocroism	Refrin
				α
Ilvaît $\text{CaFe}_2^{2+}\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{O}, \text{OH})$	R	Distinct (001) și (010)	γ -verde închis opac, β -brun închis, α -galben brunu	1,878
Hemimorfit $\text{Zn}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	R	Perfect (110)	Incolor	1,614

c. NEZO-

c₁. Grupa melilitelor și

Mineralul și formula chimică	Sistem	Clivaj	Culoare	Refrin
				ω
Melilit $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_2(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})$ $[(\text{Si}, \text{Al})\text{SiO}_7]$	Tetr.	Slab (001) și (110)	Galben, verde, brun	1,624–1,666
Vezuvian $\text{Ca}_{10}(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_6[\text{Si}_2\text{O}_7]_2$ $[\text{SiO}_4]_5(\text{OH}, \text{F})_6$	Tetr.	Slab (100) și (110)	Incolor, galben	1,705–1,732

d. CICLO

Mineralul și formula chimică	Sistem	Clivaj	Culoare pleocroism	Refrin
				γ (ω)
Wollastonit $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$	Trc.	Perfect (100), bun (001) și (102)	Incolor	1,634
Redonit $\text{CaMn}_2[\text{Si}_5\text{O}_{13}]$	Trc.	Perfect (100) și (010), bun (001)	Incolor sau pleo- croic	1,724– 1,747
Diopiaz $\text{Cu}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Trg.	Perfect (1011)	Incolor	1,697
Beril $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	Hex.	F. slab (0001)	Incolor sau pleo- croic	1,568– 1,602
Turmalină $\text{XY}_3\text{Al}_6(\text{OH})_4[\text{BO}_3]_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ X = Na, Ca; Y = Mg, Mn, Li, Fe	Trg.	Spărturi	Variabile pt. dife- rite varietăți	1,632– 1,698
Cordierit $\text{Al}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_5\text{AlO}_{18}]$	R	Distinct (010), slab (100) și (001)	Incolor sau pleo- croic, bleu, vio- let-inchis, gal- ben-clar	1,545

Anexa 11.2 (continuare)

SILICAȚI

gentă	β	γ	Δ	Extincție	Alungire	2V/U	Semn optic	Alte proprietăți și observații
	1,890	1,926	0,048	0°	+	60°	+	Habitus prismatic; PAO (100) $r \ll v$ $\alpha < \beta < \gamma$
	1,617	1,636	0,022	0°	+	46°	+	Habitus tabular (in s.s. prismatic) (010)

SOROSILICAȚI

grupa Vezuavianului

gentă	ϵ	Δ	Extincție	Alungire	U	Semn optic	Alte proprietăți și observații
	1,616–1,661	0,001–0,003	0°	—	U	(+) (–)	Anomal, alungire pozitivă
	1,701–1,726	0,004–0,006	0°	—	U	—	Δ anomală și zonală; U+, $\pm 2V$, izotrop

SILICAȚI

gentă	β	α (ϵ)	Δ	Extincție	2V/U	Semn optic	Disper- sie	Alte proprietăți
	1,632	1,620	0,014	$\alpha \wedge c = 31^\circ$	39°	—	$r > v$	Macle (100), \times PAO cu axul zo- nei de macle = 4°
	1,715– 1,737	1,711– 1,733	0,011– 0,014	Variabilă cu orien- tarea	61–75°	+	$r < v$	Pleocroic numai în secțiuni groase; galben- roșcat-clar \rightarrow galben-pal
		1,644	0,053	0°	U	+		Anomal biax: $2V = 45^\circ$
	—	1,564– 1,595	0,004– 0,008	0°	U	—		Anomal biax: $2E = 100^\circ$; pleocroic numai în secțiuni groase
		1,613– 1,653	0,029– 0,040	0°	U	—		Habitus prismatic, pleocroism invers (direcția alungirii cu planul analizorului: absorbție maximă)
	1,543	1,538	0,008		40–80°	—	$r < v$	Pleocroic numai în secțiuni groase sau la varietățile bo- gate în fier; macle multiple pseudohehexagonale

e. INO

e₁ Piro

Mineralul și formula chimică	Sistem	Culoare, pleocroism	Refrin
			γ
Enstatit $\text{Mg}[\text{SiO}_3]$	R	Incolor	1,665— 1,677
Bronzit $(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{SiO}_3]$	R	Incolor	1,677— 1,702
Hipersten $(\text{Fe}, \text{Mg})[\text{SiO}_3]$	R	γ — verde-deschis la gri-verzui; β — verde-gălbui, galben-pal; α — roz, brun-roșcat.	1,702— 1,727
Ferosilit $\text{Fe}[\text{SiO}_3]$	R		1,776— 1,788
Clinoenstatit $\text{Mg}[\text{SiO}_3]$	M	Incolor	1,660— 1,694
Clinohipersten $(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{SiO}_3]$	M	γ — verde-deschis; β — galben-verzui-deschis; α — brun-roșcat-deschis.	1,694— 1,770
Clinoferosilit $\text{Fe}[\text{SiO}_3]$	M		1,770— 1,794
Pigeonit $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ca})[\text{SiO}_3]_2$	M	Incolor la verzui sau galben-pal	1,705— 1,751
Diopsid $\text{CaMg}[\text{SiO}_3]_2$	M	Incolor	1,695— 1,710

Anexa II-2 (continuare)

SILICAȚI

xeni

gență		Δ	Extincție	Alungire	2V	Semn optic
β	α					
1,659— 1,672	1,657— 1,667	0,008— 0,009	0°	+	55—90°	+
1,672— 1,699	1,667— 1,690	0,009— 0,012	0°	+	70—90°	—
1,699— 1,729	1,690— 1,710	0,012— 0,016	0°	+	45—70°	—
1,765— 1,770	1,755— 1,766	0,020— 0,022	0°	+	55—90°	
1,653— 1,577	1,651— 1,675	0,009— 0,020				
1,677— 1,742	1,675— 1,740	0,020— 0,030	22—34°	+	25—53°	+
1,742— 1,764—	1,740— 1,762	0,030— 0,032				
1,648— 1,722	1,680— 1,730	0,020— 0,030	30—40°	+	0—25°	+
1,672— 1,727	1,665— 1,715	0,028— 0,030	38—41°	+	56—59°	+

Mineralul și formula chimică	Sistem	Culoare, pleocroism	e. INO e ₁ Piro Refrin
			γ
Salit $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{SiO}_3]_2$	M	Incolor la verde-pal	1,710— 1,745
Feresalit $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg})[\text{SiO}_3]_2$	—	—	—
Hedenbergit $\text{CaFe}[\text{SiO}_3]_2$	M	γ — verde-închis, verde-al- bastru, incolor; β — incolor; α — verde-albăstrui sau gal- ben-pal, incolor	1,745— 1,756
Johannsenit $(\text{Ca}, \text{Mn})[\text{SiO}_3]_2$	M	Incolor	1,74
Augit $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[\text{Si}, \text{Al}, \text{O}_3]_2$	M	β — incolor la gălbui sau verzui-pal	1,694— 1,772
Ti-Augit Augit-titanifer	M	γ — galben-brun la viola- ceu; β — violaceu, liliachiu; α — gălbui-deschis	1,728— 1,762
Dialag Idem augit	M		1,694— 1,772
Egirin $\text{NaFe}^{3+}[\text{SiO}_3]_2$	M	γ — galben-verzui-deschis; β — verde-oliv, verde-bru- niu; α — verde-închis la bruniu	1,810— 1,836
Augit-egirinic P. augit + p. egirin	M	γ — galben-verzui-deschis; β — verde-deschis; α — verde	1,75— 1,81
Jadeit $\text{NaAl}[\text{SiO}_3]_2$	M	γ — incolor la gălbui; β — incolor; α — incolor la verzui	1,665— 1,675
Omfacit P. augit + p. jadeit	M	β — incolor la verzui des- chis	1,68— 1,69
Spodumen $\text{LiAl}[\text{SiO}_3]_2$	M	β — incolor la violaceu	1,67— 1,68

Anexa II.2 (continuare)

SILICAȚI
xeni

gentă		Δ	Extincție	Alungire	2V	Semn optic
β	α					
1,688— 1,727	1,680— 1,715	0,030	41—45°	—	56—61°	+
—	—					
1,727— 1,735	1,715— 1,727	0,030— 0,031	42—45°	—	61—63°	+
1,72	1,71	0,028	42°	—	70°	+
1,676— 1,750	1,670— 1,743	0,024— 0,029	39—45°	+(—)	40—70°	+
1,700— 1,746	1,695— 1,741	0,021— 0,033	32—45°	+(—)	45—58°	+
1,676— 1,750	1,670— 1,753	0,024— 0,029	39—45°	+(—)	40—70°	+
1,796— 1,821	1,762— 1,776	0,048— 0,060	0—8°	—	60—70°	—
1,73— 1,80	1,72— 1,76	0,027— 0,048	0—40°	—	70—90°	±
1,657— 1,665	1,654— 1,660	0,010— 0,016	33—36°	—	68—72°	+
1,67— 1,68	1,66— 1,67	0,020— 0,025	39—43°	+	65—70°	+
1,66— 1,67	1,65— 1,66	0,013— 0,025	23—27°	+	50—70°	+

e₂ An2

Mineralul și formula chimică	Sistem	Refringență		
		γ	β	α
Antofilit (Mg, Fe) ₇ (Si ₄ O ₁₁)(OH) ₂	R	1,623— 1,664	1,616— 1,651	1,598— 1,647
Kupferit Mg ₇ (Si ₄ O ₁₁)(OH) ₂	M	1,63— 1,64	1,62— 1,63	1,60— 1,61
Cumingtonit (Mg, Fe) ₇ (Si ₄ O ₁₁)(OH) ₂	M	1,66— 1,71	1,64— 1,69	1,63— 1,67
Grünerit Fe ₇ (Si ₄ O ₁₁)(OH) ₂	M	1,71— 1,73	1,69— 1,71	1,67— 1,69
Tremolit Ca ₂ Mg ₅ (Si ₄ O ₁₁)(OH) ₂	M	1,624— 1,640	1,613— 1,630	1,600— 1,620
Actinot Ca ₂ (Mg, Fe) ₅ (Si ₄ O ₁₁)(OH) ₂	M	1,640— 1,690	1,630— 1,680	1,620— 1,670
Feroactinot Ca ₂ Fe ₅ (Si ₄ O ₁₁)(OH) ₂	M	1,690— 1,704	1,680— 1,699	1,670— 1,688
Hornblendă verde (comună) (Ca, Na, K) ₂₋₃ (Mg, Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , Al) ₅ [(Al, Si) ₂ Si ₆ O ₂₂](OH, F) ₂	M	1,64— 1,71	1,63— 1,70	1,63— 1,68
Pargasit NaCa ₂ Mg ₄ Al(Si ₃ AlO ₁₁)(OH) ₂	M	1,63— 1,66	1,62— 1,65	1,61— 1,64
Hornblendă brună (bazaltică) H, verde cu O ²⁻ și Fe ³⁺	M	1,70— 1,75		1,66— 1,70
Hornblendă titaniferă Idem + Ti	M	1,70	1,69	1,67— 1,68
Barkevit NaCa ₂ (Mg, Fe) ₄ (Fe ³⁺ , Al)(Si ₃ AlO ₁₁)(OH) ₂	M	1,69— 1,71		1,67— 1,69
Glaucopan Na ₂ (Mg, Fe) ₃ Al ₂ (Si ₄ O ₁₁)(OH) ₂	M	1,63— 1,65		1,61— 1,63
Riebeckit Na ₂ (Fe, Mg) ₃ Fe ³⁺ (Si ₄ O ₁₁)(OH) ₂	M	1,689— 1,699	1,687— 1,697	1,687— 1,695
Arfvedsonit Na ₃ Fe ₄ Fe ³⁺ (Si ₄ O ₁₁)(OH) ₂	M	1,68— 1,71	1,679— 1,709	1,674— 1,700

Anexa II.2 (continuare)

fiboli

Culoare — polocroism			Δ	Unghi de max. extincție	Alungire	2V	Sema optic
γ	β	α					
Incolor	Incolor	Incolor	0,017— 0,026	0°	+	55— 122°	±
Incolor	Incolor	Incolor	0,030	11— 17°	+	80— 90°	—
Incolor la ver- zui	Incolor	Incolor	0,028— 0,038	13— 20°	+	90— 100°	+
Verzui, galben- brun-deschis	Brun foarte deschis	Galben-pal la incolor	0,038— 0,043	10— 13°	+	80— 90°	—
Incolor	Incolor	Incolor	0,023— 0,024	16— 20°	+	85°	—
Albastru, verde-deschis	Verde-deschis	Verde, galben- pal, incolor	0,018— 0,023	12— 16°	+	75— 85°	—
Verde, albastru	Verde-deschis	Verde, galben- pal, incolor	0,016— 0,018	11— 12°	+	74— 75°	—
Verde, v. bruniu, v. albastrui	Verde	Verde, galben- deschis	0,014— 0,026	15— 27°	+	63— 87°	—
Incolor, verde-al- băstrui	—	Incolor, verde-găl- bui-deschis	0,019— 0,025	25— 27°	+	115— 130°	+
Brun-închis	Brun	Brun-galben deschis	0,030— 0,050 (0,075)	0— 10°	+	60— 80°	—
—	—	—	0,020— 0,035	5— 10°	+	79— 83°	—
Brun-roșcat închis	Brun-roșcat portocaliu	Gelben-brun deschis	0,020	18— 27°	+	40— 53°	—
Albastru la violaciu	Albastru lavandă	Incolor, gal- ben-pal	0,017— 0,021	5— 7°	+	0— 60°	—
Galben-verzui	Albastru deschis	Albastru în- chis la opac	0,004	0— 8°	—	80— 90°	—
Cenușiu-verzui	Galben-bruniu	—	0,005— 0,012	0— 30°	—	50— 100°	+

f. FILO

f₁. Grupa

Mineralul și formula chimică	Sistem	Refringența		
		γ	β	α
Flogopit $K(Fe, Mg)_2[Si_3AlO_{10}](F, OH)_2$	M	1,56— 1,60	$\approx \gamma$	1,52— 1,56
Biotit $K(Mg, Fe)_3[Si_3AlO_{10}](OH, F)_2$	M	1,60— 1,65	—	1,56— 1,60
Lepidomelan $KFe_3[Si_3(Al, Fe)O_{10}](OH)_2$	M	1,65— 1,67	—	1,60— 1,61
Muscovit $KAl_2(Si_3AlO_{10})(OH, F)_2$	M	1,588	1,582	1,552
Phengit $K_2(Mg, Fe)Al_3[Si_2AlO_{10}](OH)_2$	M	—	1,59— 1,61	—
Paragonit $NaAl_2[Si_3AlO_{10}](OH)_2$	M	1,600— 1,609	1,599— 1,605	1,564— 1,577
Fuchsit Muscovit + crom	M	1,595— 1,562	1,595— 1,604	1,559— 1,572
Lepidolit $KLi_{1,5}Al_{1,5}[Si_3AlO_{10}](F, OH)_2$	M	1,55	$\sim \gamma$	1,53
Zinnwaldit $KLiFeAl[Si_3AlO_{10}](F, OH)_2$	M	1,57— 1,59	—	1,54— 1,56
Clintonit $Ca_2(Mg_{4,6}Al_{1,4})[Si_{2,5}Al_{5,5}O_{20}](OH)_4$	M	1,655— 1,663	1,655— 1,662	1,643— 1,648
Xantofilit $Ca_2(Mg_{4,6}Al_{1,4})[Si_{2,5}Al_{5,5}O_{20}](OH)_4$	M	1,655— 1,663	1,655— 1,662	1,643— 1,648
Stilpnomelan $(K, Na, Ca)_{0-1,4}(Fe^3Fe^2Mg, Al, Mn)_{5,9-8,2}[Si_8O_{20}](OH)_4(O, OH, H_2O)_{3,6-8,5}$	M	1,745	1,745	1,634

Anexa II.2 (continuare)

SILICAȚI

micelor

Culoare, pleocroism	Δ	Extincție	2V/U	Alte proprietăți
$\gamma = \beta$: galben auriu brun: α : incolor, gălbui pal	0,030— 0,040	2—4°	0—15°	PAO 010 $\gamma < V$
$\gamma = \beta$: brun roșcat, brun verzui, brun închis α : brun-galben \rightarrow incolor	0,040— 0,055	0°	0—25°	Mg > ; $r > V$ Fe > ; $r < V$
$\gamma = \beta$: brun închis, opac; α : brun — gălbui, galben	0,055— 0,060	0°	0—35°	
Incolor	0,035	0—2°	30—50°	PAO \perp 010 $r > V$
Incolor, galben-pal, brun,	0,04		15—25°	Mg PAO \perp 010 Fe > PAO 010
Incolor	0,028— 0,038	0°	40°	$\gamma = b$
Incolor, verde-gălbui, verde	0,036— 0,043	0°	54—60°	$r > V$
Incolor, roz-violaceu	0,020	1—7°	20—50°	PAO 010 $r > V$
Cenușiu verzui, violaceu	0,030— 0,032	0—2°	10—37°	PAO 010 $r > V$
Incolor, galben, portocaliu, verde, brun	0,012	5	32°	PAO \perp 010
Incolor, galben, portocaliu, verde, brun	0,012	10	0—23°	PAO 010
Galben auriu, roșu, brun-negru	0,030— 0,110	7	0°	PAO 010

f₂. CLO

Mineralul și formula chimică	Sistem	Culoare,	
		α	β
Pennin $Mg_{10}Al_2[(Al, Si)_8O_{20}] \cdot (OH)_{16}$	M	Verde deschis	Verde
Clinoclor $(Mg, Fe)_{10}Al_2[(Al, Si)_8O_{20}](OH)_{16}$	M	Verde deschis	Verde deschis
Corundofilit $(Mg, Fe)_{10}Al_2[(Al, Si)_8O_{20}](OH)_{16}$	M	Verde, albastru închis	Verde, albastru închis
Amesit $Fe_{10}Al_2[(Al, Si)_8O_{20}](OH)_{16}$	M	Verde albastrui	
Delessit $(Mg, Fe^{2+})_4Al[AlSi_2O_{10}](OH)_6 \cdot nH_2O$	M	Verde deschis sau galben	Verde sau roz
Proclorit $(Mg, Fe)_{10}Al_2[(Al, Si)_8O_{20}](OH)_{16}$	M	Verde sau verde gălbui	Verde sau verde gălbui
Ripidolit $Mg_{5,1}Al_1[Al_{1,4}Si_{2,6}O_{10}](OH)_8$	M	Verde rareori	
Thuringit $Fe_{3,5}(Al, Fe)_{1,5}[Al_{1,5}Si_{2,5}O_{10}](OH)_{16} \cdot 4H_2O$	M	Aproape incolor	Verde închis
Dafnit $Fe_2Al_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_8$	M	Galben deschis	Verde
Chamosit $Fe_4Al[AlSi_3O_{10}](OH)_6 \cdot nH_2O$	M	Verde, cafeniu, incolor	

Anexa II.2 (continuare)

RITE

pleocroism	Refringența β	Δ	2V	Proprietăți comune
γ				
Verde	1,57—1,59	0,000—0,004	Mic (\pm)	Habitus lamelar, prismatic în secțiuni subțiri; agregate radiare; clivaj perfect după fața bazală (001); extincție dreaptă; birefringență anomală în culorile maron și violet
Verde deschis, gălbui	1,57—1,59	0,004—0,010	(+) 0—40°	
Verde, cafeniu deschis	1,57—1,61	0,004—0,010	(+) 30°	
	1,58—1,61	0,010—0,025	mic (+)	
Verde sau roz	1,59—1,61	0,000—0,004	(—) 0°	
Incolor sau galben-cafeniu	1,59—1,62	0,004—0,010	(+) 20°	
cafeniu	1,61—1,63	0,000—0,004	(+) 0°	
Verde închis	1,65—1,68	0,000—0,010	(—) mic	
Verde măsliniu	1,65—1,67	0,000—0,004	(—) mic	
	1,62—1,66	0,004—0,010	(—) mic	

f₅. Ser

Mineralul și compoziția chimică	Sistem	Clivaj
Antigorit $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$	M(H)	Bun (001)
Nepouit Antigorit + Ni	—	Bun (001)
Crisotil α $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$	M(R)	Bun (110)
Garnierit $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + Ni$	—	—
Serpophit $2 SiO_2 \cdot 3 MgO \cdot 2 H_2O$	Amorf	—
Sepiolit $Mg_4[Si_6O_{15}](OH)_2 \cdot 6 H_2O$	M	—

f₄. Smec

Mineralul și compoziția chimică	Sistem	Refrin
		α
Montmorillonit $(1/2 Ca, Na)_{0,7}(Al_{2,3}Mg_{0,7})(Al, Si)_8O_{20}(OH)_4 \cdot n H_2O$	M	1,492—1,494
Beidelit $(1/2 Ca, Na)_{0,7}Al_3(Al, Si)_8O_{20}(OH)_4 \cdot n H_2O$	M	1,480—1,570
Nontronit $(1/2 Ca, Na)_{0,7}Fe_4^{3+}(Al, Si)_8O_{20}$	M	1,560—1,610
Saponit $Na_{0,33}Mg_3(Al, Si)_8O_{20}(OH)_4 \cdot n H_2O$	M	1,48 — 1,53
Hectorit $Na_{0,33}(Mg, Li)_3(Al, Si)_8O_{20}(OH, F)_2 \cdot (H_2O)_4$	M	1,49
Sauconit $Na_{0,33}(Mg, Zn)_3(Al, Si)_8O_{20}(OH)_4 \cdot n H_2O$	M	1,55 — 1,58

Anexa II.2 (continuare)

pentine

Culoare, pleocroism		Refringență			Δ	2V	Semn optic
γ	α	γ	β	α			
Incolor la verde-pal	Incolor	—	1,55— —1,58		0,004— 0,009	25—60°	—
Verde-gălbui la verde-oliv	Incolor la verde pal	1,57— 1,64		1,55— 1,62	0,018— 0,022	0—12°	—
Incolor		1,545— 1,567		1,532— 1,558	0,007— 0,013	30—35°	—
Gălbui la verde-închis		1,57— 1,62		1,57— 1,62	0,008— 0,010	0—10°	+
Incolor la verde-pal			n=1,50 —1,57		—	—	—
Incolor la gălbui	Incolor	1,525— 1,529	—	1,506— 1,520	0,009— 0,020	0—60°	—

tite

gență	Δ	2V	Semn optic
γ			
1,513—1,525	0,021—0,031	Mic	—
1,500—1,600	0,02—0,03	0°—30°	—
1,570—1,640	0,03—0,054	25—70°	—
1,500—1,590	0,01—0,036	Mediu	—
1,52	0,03	Mic	—
1,590—1,620	0,04—0,04	Mic	—

f₅. Illite și

Mineralul și compoziția chimică	Sistem	Refrin
		α
Illit $K_{1-1,5} \cdot Al_4(Al_{1-1,5}Si_{7-6,5})O_{20} \cdot (OH)_4$	M	1,54—1,57
Vermiculit $(Mg, Ca)_{0,7}(Mg, Fe^{3+}, Al)_{6,0}(Al, Si)_8O_{20}(OH)_4 \cdot 8 H_2O$	M	1,525—1,564

g. TECTO
g₁. Feldspați

Mineralul și compoziția chimică	Sistem	Refringență		
		γ	β	α
Albit $Na[Si_3AlO_8]$	Trig.	1,538—1,542	1,531—1,537	1,527—1,533
Oligoclaz $Ab_{90-70}An_{10-30}$	Trig.	1,542—1,550	1,537—1,547	1,533—1,543
Andezin $Ab_{70-50}An_{50-30}$	Trig.	1,550—1,561	1,547—1,558	1,543—1,553
Labradorit $Ab_{50-20}An_{30-50}$	Trig.	1,561—1,573	1,558—1,568	1,553—1,564
Bytownit $An_{30-10}An_{70-90}$	Trig.	1,573—1,585	1,568—1,579	1,564—1,573
Anortit $Ca[Si_2Al_2O_8]$	Trig.	1,585—1,590	1,579—1,585	1,573—1,577

Anexa II.2 (continuare)

vermiculite

gență		Δ	2V	Semn optic
β	γ			
1,57—1,61	1,57—1,61	0,03	10°	—
1,545—1,583	1,545—1,583	0,02—0,03	0—8°	—

SILICAȚI

plagioclați

Δ	Extincție	Alungire	2V	Semn optic	Proprietăți comune
0,009—0,011	—18 la —10°	—	75—83°	+	Incolori, clivaj perfect (001) și bun (010); macle, structuri zonare, alterații: cericit, zoizit
0,007—0,009	—10 la +15°	—	83—90°	±	
0,007—0,008	+15 la +27°	—	75—90°	±	
0,008—0,009	+27 la +40°	—	75—90°	+	
0,009—0,012	>+40	±	77—90°	—	
0,012—0,013	—32 la 40°	+	74—77°	—	

g₂. Feldspați

Mineralul și compoziția chimică	Sistem	Refringență		
		γ	β	α
Microclin $Or_{100-60}Ab_{0-40}$	Tric	1,521–1,530	1,518–1,526	1,514–1,523
Ortoză $Or_{100-50}Ab_{0-50}$	M	1,524–1,535	1,522–1,533	1,518–1,528
Sanidină $Or_{90-30}Ab_{10-70}$	M	1,526–1,531	1,525–1,530	1,519–1,525
Anortoză $Or_{0-40}Ab_{100-60}$	Tric. (M)	1,530–1,549	1,529–1,548	1,523–1,536

g₃. Feldspați grei

Mineralul și compoziția chimică	Sistem	Refringență		
		γ	β	α
Celsian $Cs_{100-80}Or_{0-20}$	M	1,538–1,596	1,583–1,589	1,579–1,584
Hialofan $Cs_{40-10}Or_{60-90}$	M	1,534–1,547	1,531–1,545	1,528–1,542

g₄. Feld

Mineralul și formula chimică	Sistem	Refrin
		ϵ
Leucit $K[Si_2AlO_6]$	Ttr. (C)	1,509
Nefelin $(Na, K)[SiAlO_4]$	H	1,532–1,547
Haliyn $(Na_2Ca)_{3-4}[SiAlO_4](SO_4)_{2-1}$	C	1,496–
Sodalit $Na_8[SiAlO_4]Cl_2$	C	1,483–
Nosean $Na_8[SiAlO_4](SO_4)$	C	1,495
Canerinit $Na_3Ca[SiAlO_4](CO_3)$	H	1,524

Anexa II.2 (continuare)

ortoclazi

Δ	Extincție	2V/U	Semn optic	Proprietăți comune
0,007	5–16°	80–85 (40–90°)	–	Incolori, clivaj perfect (001), bun (010), alungire negativă, semn optic negativ; alterații: <i>caolinit</i>
0,006–0,008	0–5°	30–80°	–	
0,006–0,007	0–9°	0–40°	–	
0,007–0,013	4–12°	32–62°	–	

(hialofani)

Δ	Extincție	Alungire	2V	Semn optic	Proprietăți comune
0,009–0,012	27–30°	+	88°(83–94°)	+	Incolori
0,005–0,006	0–20°	–	74–79°	–	Clivaj perfect (001) și bun (010)

spatoizi

gența	Δ	2V/U	Semn optic	Alte proprietăți
ω				
1,508	0,000–0,001	U	+	Incolor, macle polisintetice fine
1,529–1,542	0,003–0,005	U	–	Incolor, prin alterație aspect tulbure
1,504	0,000	–		Culoare albastruie; incluziuni frecvente
(1,487)	0,000	–		
		–		Culoare albastruie; incluziuni frecvente
1,498	0,026	U	–	Clivaj perfect după (10 $\bar{1}$ 0)

g₅. Zeo

Mineralul și formula chimică	Sistem	Clivaj	Culoare
Natriolit $\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	R	Bun (110)	↑ INCOLORI ↓
Seolecit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	M	Bun (110)	
Thomsonit $\text{NaCa}_2[(\text{Al}, \text{Si})_5\text{O}_{10}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	R	Perfect (010), bun (100)	
Laumonit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}]_{4-3,5} 1/2\text{H}_2\text{O}$	M	Perfect (110), (010)	
Mezolit $\text{Na}_2\text{Ca}_2[(\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10})_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}]$	M	Perfect (110), slab (001)	
Heulandit $\text{Ca}, \text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	M	Perfect (110),	
Stilbit $(\text{Ca}, \text{Na}_2, \text{K}_2)[\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	M	Perfect (010)	
Epistilbit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	M	Perfect (010)	
Brewsterit $\text{Na}(\text{Sr}, \text{Ca}, \text{Ba})_5[\text{Al}_{11}\text{Si}_{29}\text{O}_{80}] \cdot 25\text{H}_2\text{O}$	M	Perfect (110)	
Harmotom $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	M	Slab (010), (001)	
Phillipsit $(1/2\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_3[\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	M	Slab (010)	
Gismondit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	R	Distinct (10 $\bar{1}$)	
Chabazit $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Trg	Distinct (10 $\bar{1}$ 1)	
Gmelinit $(\text{Na}_2\text{Ca})[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Trg	Distinct (10 $\bar{1}$ 0)	
Analcit $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$	C	Slab (100)	
Faujasit $(\text{Na}_2\text{Ca})_{1-75}[\text{Al}_{3,5}\text{Si}_{8,5}\text{O}_{24}] \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	C	Distinct (111)	

Anexa II.2 (continuare)

liți

Refringența			Δ	Extincția	Alungire	2V/U	Semn optic
γ	$\beta(n)$	α					
1,485— 1,501	1,476— 1,491	1,473— 1,489	0,011— 0,013	0°	—	58—64°	+
1,517— 1,521	1,516— 1,520	1,510— 1,513	0,007— 0,008	15—18°	—	36—56°	—
1,516— 1,545	1,529— 1,532	1,507— 1,530	0,007— 0,015	0°	+	47—75°	+
1,514— 1,521	1,522— 1,524	1,502— 1,513	0,012	20—36°	+(—)	24—38°	—
1,505— 1,506	1,505— 1,508	1,505— 1,508	0,000	8°	—	Variabil	
1,488— 1,508	1,499— 1,508	1,487— 1,498	0,001— 0,007	0—32°	±	34°	+
1,493— 1,511	—	1,482— 1,498	0,009— 0,013	3—12°	±	30—50°	—
1,512— 1,520	—	1,502— 1,506	0,010— 0,014	10°	±	44°	—
1,523	1,512	1,510	0,013	22°	±	65°	+
1,508— 1,516	—	1,503— 1,506	0,005— 0,008	28—32°	±	79°	+
1,486— 1,514	—	1,483— 1,504	0,003— 0,010	11—30°	+	60—80°	+
1,538— 1,548	1,538— 1,543	1,530— 1,538	0,008— 0,017	0°	±	82—86°	—
1,480— 1,490	—	1,478— 1,485	0,002— 0,005	0°	±	U	—
1,465— 1,480	—	1,464— 1,479	0,001— 0,009	0°	±	U	—
—	1,480— 1,490	—	—	—	—	—	—
—	1,480	—	—	—	—	—	—

Proprietăți optice microscopice

A. Elemente

Mineralul și simbolul sau formula chimică	Sistem	Culoare	Puterea de reflexie (R), %		Bireflexie (ΔR)			Izotropie
			Valoarea principală	Limite de variație	ΔR max.	Grad de bireflexie	Culori caracteristice	
Cupru Cu	C	Roz	81,2	—	—	—	—	Izotrop
Argint Ag	C	Alb strălucitor cu tente crem	95	—	—	—	—	Izotrop
Aur Au	C	Galben auriu strălucitor	74	—	—	—	—	Izotrop
Arsen As	H	Alb	49,5	—	—	Slab	ω : alb-gălbui; ϵ : cenușiu albastrui	—
Bismut Bi	H	Alb, alb crem	67,9	—	—	Slab	Alb crem, cenușiu, crem	—
Grafit C	H	Cenușiu bruniu deschis	12,5	6-17	11	F. puternic	ω : bruniu; ϵ : cenușiu închis	—

B.

Calcozină Cu ₂ S	R	Alb-albastrui	32,2			F. slab		
Digenit Cu _{2-x} S	C	Azuriu	22,0					Izotrop
Galenă PbS	C	Alb	43,2			—		Izotrop
Blendă ZnS	C	Cenușiu	17,5			—		Izotrop

Anexa II.3

ale mineralelor opace
năive

Anizotropie		Reflexe interne	Duritate la șlefuire (H) (Relief)	Microduritate Vnh, kgf/mm ²		Observații
Gradul de anizotropie	Culori de anizotropie (la 45°)			valoarea principală	limită de variație	
—	—	—	> calcozină, calcopirită, < cuprit	134	120-143	N + extincție incompletă, rar macle lamelare și structuri zonare, concreșteri cu cubanit și cuprit
—	—	—	> proustit > galbenă, discrazit < arsen, tetraedrit < blendă	53	48-63	False efecte de anizotr. datorită zgîrieturilor
—	—	—	> galenă < tetraedrit, blendă \approx calcopirită	51	50-52	N + extincție incompletă
Distinct	Cenușiu-gălbui	—	> bismut, argint \approx discrazit	63	57-69	Macle lemclare, texturi zonale colorate
Distinct	—	—	< bismutină și minerale asociate	18	17-19	Clivaj bazal, macle polisintetice, concreșteri grafice
F. puternic	Galben brun	—	> calcopirită, molibdenit	12		Clivaj bazal, secțiunile bazale izotrope

Sulfuri

Slab	Albastrui, roz-verzui		> argentit \sim digenit, galenă < ebornit, tetraedrit	84	68-98	Calcozina rombică (T < 103°C) prezintă clivaj și anizotropie > decît calcozina hexagonală (T > 103°C)
			\approx calcozină, galenă	61	56-67	Lamelele de concreștere cu calcozina și covelină dau impresie de anizotropie
			> argentit > covelină \sim calcozină, bismutină < bornit, calcopirită	76	71-84	Etalon culoare și R%; clivaj perfect și spărături caracteristice, macle de deformare
		Roșu-brun (Fe >); galben-alb (Fe <)	> calcopirită, tetraedrit \sim enargit < pirotină, magnetit, ilmenit	198	186-209	Etalon culoare și R%. Deformările sub presiune și conținutul mai > Fe pot provoca anizotropie

Minerul și formula chimică	Sistem	Culoare caracteristică *	Puterea de reflexie (R) %		Bireflexie (ΔR)			Izotropie
			Valoarea principală	Limite de variație	ΔR maxim	Gradul de bireflexie	Culori caracteristice	
Cinabru HgS	Trig.	Alb cu tentă albastruie	25			—		
Pirotină $Fe_{1-x}S$	H	Bronziu	41,6	38,0—45,5	7,2	Distinct	ϵ : alb-gălbui-brun ω : brun-roșcat	
Alabandină MnS	C	Cenușiu-alb	23,4			—		Izotrop
Millerit NiS	Trig.	Galben-deschis	57,0	54,0—60,0	6,0	F. slab		
Pentlandit $Fe, Ni)_3S_8$	C	Alb-gălbui-deschis-luminos	52,0			—		Izotrop, incomplet întunecat
Calcopirită $CuFeS_2$	Tetr.	Galben-strălucitor	44,0	42,0—46,1	4,1	F. slab		
Bornit Cu_5FeS_4	C	Roz-brun	21,9					Izotrop
Chalcanit $CuFe_2S_3$	R	Galben-bronziu, brun-pal	41,2	40,0—46,1	2,5	F. slab		
Opelina CuS	H	Albastru	14,5	7,0—22,0	15,0	F. puternic	ω : albastru-intens; ϵ : alb-albăstrui.	
Auripigment As_2S_3	M	Cenușiu-alb	22,6	20,3—25,0	4,7	Puternic	α) alb, β) gri-roziu-alb; γ) cenușiu-deschis-alb.	
Realgar AsS	M	Cenușiu-mat	18,5			Slab	Cenușiu-roz, cenușiu-albăstrui	
Stibină Sb_2S_3	R	Alb, alb-cenușiu	35,1	30,2—40,0	9,8	Puternic	α) alb-cenușiu-mat; β) cenușiu-brun; γ) alb-clar.	
Smutină As_2S_2	R	Alb-gălbui	45,4	42,0—48,7	6,7	Slab	α) cenușiu, albăstrui-alb; β) cenușiu-brun; γ) alb-gălbui.	

Sint subliniate culorile mineralelor etalon.

Anexa 11.3 (continuare)

Anizotropie		Reflexe interne	Duritate de șlefuire (H) (Relief)	Microduritate Vnb, kgf/mm ²		Observații
Gradul de anizotropie	Culori de anizotropie (la 45°)			valoarea principală	limite de variație	
Slab	Mascate de reflexele interne	F. intense, roșu-strălucitor	> stibină < cuprit	62	51—98	Se șlefuește prost
F. puternic	Cenușiu-galben-brun; Cenușiu-albăstrui-verzui		> calcopirită ~ pentlandit < pirită, arsenopirită	248	230—259	Extincție dreaptă
		Verde-închis	< blendă	251	240—266	Clivaj, macle lamelare, structuri zonate
	Galben-pal		> calcopirită; < blendă, pentlandit	301	225—378	Clivaj (1011), macle, secțiuni bazale zonate
			> calcopirită; < pirotină	215	202—230	Clivaj tipic (111), apare ca lamele în pirotină, mai rar în calcopirită
F. slab	Cenușiu-albăstrui, galben-verzui		> galenă < blendă, pentlandit, pirotină	194	184—219	Macle, concreșteri pseudoeutectice și separații cu diferite sulfuri și sulfosăruri
			> galenă, calcozină; < calcopirită	103	95—105	Tetr. 228°C cubic. Anizotropie și ΔR slabe Clivează în 2 direcții (100) și (111); macle
Puternic	Brun-roziu, cenușiu-albăstrui		> calcopirită < blendă < pirotină	213	199—228	Lamele (concreștere / exoluții) cu calcopirită, bornit, pirotină
F. puternic	Oranj-strălucitor brun-roșcat	Rar culori pestrițe	> argentit > galenă < calcopirită	72	69—78	Secțiunile bazale nepleo-croice
F. puternic	Mascate de reflexe interne	Galben-lămie	> realgar	38	23—52	Concreșteri orientate cu realgar
Puternic	Mascate de reflexe interne	Roșu-gălbui	< auripigment < stibină	56	53—60	Concreșteri orientate cu auripigment
F. puternic	Albăstrui, alb, cenușiu, brun		> auripigment, \approx realgar < galenă, bornit < calcopirită	77	42—109	Extincție dreaptă sau ondulatorie, macle mecanice
F. puternic	Verde-gălbui, brun-cenușiu		\approx galenă < calcopirită	107	92—119	Extincție dreaptă; macle lamelare

Mineralul și formula chimică	Sistem	Culoare caractnistică	Putere de re- flexie (R) %		Bireflexie (ΔR)			Izotropie
			Valoarea princi- pală	Limite de bireflexie	ΔR maxim	Gradul de bireflexie	Culori caracteristice	
Molibdenit MoS_2	H	Alb	26,0	15,0— 37,0	22,0	F. pu- ternic	α : alb-clar; β : cenușiu-mat albăs- trui.	
Pirită FeS_2	C	Galben-auriu- luminos	54,5					Izotrop
Marcasită FeS_2	R	Galben-pal-alb	52,2	48,9— 55,5	6,6	Distinct	α) alb; β) și γ) galben cu tente verzui.	
Arsenopirită FeAsS	M	Alb-gălbui-roziu	53,7	51,7— 55,7	4,0	F. slab		
Cobaltină CoAsS	C	Alb-roziu	52,7			F. slab	Alb, alb-roz	

C

Casiterit SnO_2	Tetr.	Cenușiu deschis, brun	12,0	11,2— 12,8	1,6	Distinc- tă	Alb-cenușiu, gri-brun	
Cromit FeCr_2O_4	C	Alb-cenușiu în- chis	12,1	—	—	—	—	Izotrop
Cuprit Cu_2O	C	Cenușiu des- chis, albastrui	27,1	—	—	—	—	Izotrop
Goethit FeHO_2	R	Cenușiu- albastrui	17,3	16,1— 18,5	2,4	Slabă	—	—
Hematit Fe_2O_3	Trig.	Alb cu tente al- băstrui	27,5	25,0— 30,0	5,0	Slabă	—	—

Anexa II.3 (continuare)

Anizotropie		Reflex e interne	Duritate de șlefuire (H) (Relief)	Microduritate V_{nh} , kgf/mm ²		Observații
Gradul de anizotropie	Culori de ani- zotropie (la 45°)			Valoarea princi- pală	Limite de variație	
F. puternic	Alb cu tente roz, albastru-în- chis		> calcopirită < grafit	17 23	16—19 21—28	Clivaj (0001), extincție ondulatorie, macle, polisintetice
			> arsenopirită, cobalti- nă; > marcasită < casiterit	1 165	1027 —1 240	În general granule idio- morf
Puternic	Verde-roziu, ce- nușiu-violet, albastru		> pirotină < pirită	1 113	941— 1 288	Texturi colomorf, agre- gate radiare, macle, structuri zonare
Puternic	Brun-roșcat-al- bastru-verzui		> magnetit, pirotină < cobaltină, pirită	1 094	1 048— 1 127	Granule idiomorfe, sfero- lite, macle lamelare
Slab	Cenușiu-albăstrui brun		> arsenopirită < pirită	1 200	1 176— 1 226	Cristale idiomorfe, agre- gate alotriomorfe

Oxizi

Distinctă	Cenușiu	Galben-galben- brun	Foarte mare	1,053	1,027— 1,075	Rar clivaj după prismă; maclat des, uneori zonat; agregate acicu- lare sau colomorf
—	—	Brun roșcat	> magnetit, < he- matit	1,206	1,195— 1,210	Cristale izometrice, gra- nule rotunjite
—	—	Roșu închis	> calcopirită, Cu na- tiv, tenoit, < goethit	199	192—218	Clivaj II (111), rar vizi- bil
Distinctă	Cenușiu albăs- trui, cenușiu gălbui	Galben brun, brun roșcat	> lepidocrocit, < mag- netit, ilmenit, hematit	554	523—630	Agregate sferolitice; tex- turi colomorf; con- creșteri cu hematit și ilvait; pseudomorfoze după pirită și siderit. Reflexele interne maschează anizotropia
Foarte cla- ră	Albastru cenu- șiu, galben cenușiu	Roșu închis sîn- geriu	> goethit, magnetit, > ilmenit > rutil, < pi- rită, < casiterit	755	739—822	Izomorf; agregate acicu- lare, radiare; clivaj distinct; macle după diferite direcții; pseu- domorfoze după mag- netit, martit; concre- șteri orientate și exolu- ții cu magnetit, rutil, casiterit

Mineralul și formula chimică	Sistem	Culoare caracteristică	Putere de re- flexie (R), %		Bireflexie (ΔR)			Izotropie
			Valoare princi- pală	Limite de bireflexie	R% maxim	Grabul de bi- reflexie	Culori caracteristice	
Hausmanit Fe_3O_4	Tetr.	Cenușiu- albăstrui cu tente brunii	17,5	16,0— 19,0	3,0	Slabă (f. clară în imer- sie)	Cenușiu albăstrui- cenușiu brunu	—
Ilmenit FeTiO_3	Trig.	Cenușiu-brun cu tente roz	19,4	11,8— 21,1	3,3	Distinc- tă	Brun deschis roz-brun închis	—
Epido-cro- cit $\text{FeO}(\text{OH})$	R	Alb cenușiu	20,4	15,8— 25,0	9,2	Slabă spre dis- tinctă	—	—
Magnetit Fe_3O_4	C	Cenușiu cu ten- tă brună	21,1	—	—	—	—	Izotrop
Ilmenit $\text{FeO}(\text{OH})$	M	Cenușiu brunu	17,0	14,0— 20,0	6,0	Clară (010) (100)	Cenușiu deschis, cenu- șiu închis, brun	—
Piroluzit Fe_2O_3	Tetr.	Alb cu tente crem	35,8	30,0— 41,5	11,5	Distin- ctă	—	—
Ilmenit Fe_2	Tetr.	Cenușiu cu ten- te albăstrui	20,2	—	—	Distin- ctă în imersie	—	—

Anexa II.3 (continuare)

Anizotropie		Reflexe interne	Duritate de șlefuire (H) (Relief)	Microduritate V_{nh} kgf/mm ²		Observații
Gradul de anizotropie	Culori de ani- zotropie (la 45°)			Valoarea princi- pală	Limite de variație	
Puternică	Galben brun, cenușiu al- băstrui	Roșu sîngeriu (foarte clare în imersie)	> manganit, piroluzit < jacobsit	587	541—613	Cristale idiomorfe sau a- gregate granulare; o- bișnuit macrat polisin- tetit după mai multe direcții; concreșteri cu jacobsit și zincit
Idem	Cenușiu verzui, cenușiu brun- u	Rare, brun în- chis	> magnetit, < hematit	536	519—533	Macre polisintetice carac- teristice după mai mul- te direcții cu lamele e- gal dezvoltate; con- creșteri orientate cu hematit, rutil, magne- tit, tantalit.
Idem	Cenușii	Roșii; foarte clare la con- tactul cu gan- ga	< goethit	724	690—732	Cristale tabulare sau la- mele incluse în goet- hit; pseudomorfoze după pirită; bireflexia mai distinctă ca la go- ethit; reflexele interne sau slabe.
—	—	—	> pirotină, < ilmenit, braunit, < hematit	560	530—599	Cristale idiomorfe (octa- edrice, dodecaedrice) macre (111): structuri zonare; uneori anizo- tropia anomală zonală datorită deformărilor; pseudomorfoze după hematit (muschetovit).
Puternică	Cenușiu gălbui, cenușiu închis	Roșii sîngerii (foarte comu- ne)	< hausmanit, braunit, < piroluzit	410	367—459	Cristale prismatice și a- gregate lamelare; cli- vaj distinct (010) și (110); macre polisinte- tice; concreșteri cu psilomelan și piroluzit.
F. puter- nică	Brun gălbui, albastru cenușiu	—	—	279	256—346	Cristale prismatice idio- morfe; texturi în ben- zi; clivaj (110); pseu- domorfoze după man- ganit
Puternică	Mascate de re- flexele in- terne	Puternice și abundente; alb, brun, roș- cat, verde	—	1,139	1,074— 1,210	

III. ROCI ȘI PROCESE PETROGENETICE

Lector dr. NICOLAE ANASTASIU

Lector dr. MARIN ȘECLĂMAN

Petrografia este una din disciplinele fundamentale ale științelor geologice care se ocupă cu studiul rocilor, adică al agregatelor minerale formate în interiorul sau la suprafața scoarței terestre prin variate procese petrogenetice.

Orice rocă este definită de o asociație mineralogică primară (caracterizată prin constituenți principali și accesorii) și de anumite trăsături structurale și texturale (determinate de dimensiunile și forma cristalelor sau granulelor componente, de poziția spațială a acestora, de relațiile dintre ele etc.). Atât compoziția mineralogică a unei roci cât și caracteristicile sale structurale și texturale sunt rezultatul unor procese elementare de natură fizică-mecanică, chimică și/sau biotică.

Dintre procesele fizice (mecanice) cu rol deosebit în petrogeneză, amintim: mișcarea independentă a cristalelor, variațiile de volum, deformarea plastică și rupturală a agregatelor solide, curgerea fluidelor minerale și transportul fazelor în suspensie, transformările de fază, solvarea mineralelor și difuzia.

Procesele chimice impun transferul și schimbul de substanță și conduc la formarea de noi minerale prin cristalizarea din soluții sau topituri naturale.

Procesele biotice derivă din metabolismul animalelor și plantelor și produc concentrarea de substanță organică sau minerală în diferite depozite naturale; ele sunt controlate, de cele mai multe ori, de aceleași legi fizice și chimice.

În natură, aceste procese elementare ale petrogenezei sunt declanșate și întreținute de dezechilibrele termice și barice, care se manifestă cu intensitate și durată foarte diferită, atât la suprafața scoarței cât și în interiorul ei.

Procesele petrogenetice de la suprafața scoarței terestre — locul de interacțiune al litosferei cu atmosfera, hidrosfera și biosfera — se desfășoară în condiții de temperatură și presiune „normale” sub controlul *factorilor exogeni* (căldură solară, prezența oxigenului și apei, activitatea biotică etc.); ele conduc, pe căi foarte diferite și complexe, la formarea rocilor sedimentare.

În interiorul scoarței terestre și a mantalei superioare, procesele petrogenetice sunt controlate de *factori endogeni* — temperatură ridicată cu variații lente și amplitudini mari (de ordinul sutelor de grade) și presiune litostatică mare (de ordinul miilor și zecilor de mii de atmosfere); în astfel de condiții, pot fi generate topituri naturale silicatate — magme — prin a căror consolidare rezultă rocile magmatice sau, pot avea loc transformări de fază în stare solidă, prin reacții izo- și alochimice, care conduc prin recristalizarea rocilor pre-existente, de natură sedimentară și magmatică, la asociații minerale noi — roci metamorfice.

Procesele petrogenetice constituie, astfel, o tendință de adaptare continuă a sistemelor minerale la un regim variabil de condiții fizico-chimice.

1. MAGME ȘI ROCI MAGMATICE

1.1. NOȚIUNI GENERALE DESPRE MAGME ȘI PROCESE MAGMATICE

1.1.1. PROPRIETĂȚI GENERALE ALE MAGMELOR

Din punct de vedere fizico-chimic, *magma* este un sistem mineral fluid și eterogen, stabil numai la temperaturi înalte, de peste circa 700°C. Eterogenitatea magmei constă în faptul că ea este alcătuită dintr-o fază lichidă (de obicei dominantă), faze solide-repre-

zentate prin cristale aparținând diverselor minerale — și, uneori, o fază gazoasă. Faza lichidă este, în esență, o topitură de silicați și ea fiind aceea care imprimă magmei proprietățile ei specifice. În linii mari, topitura are o compoziție ionică, anionii fiind reprezentați în special prin grupările tetraedrice $[\text{SiO}_4]^{4-}$ și $[\text{AlO}_4]^{3-}$, iar cationii — prin K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Fe^{2+} și Mg^{2+} . Tetraedrii anionici se leagă unii de alții prin colțurile de oxigen, formând rețele instabile și imperfecte, fiind cu mult mai neregulate decât cele existente în silicații cristalini. Acest fenomen de asociere (polimerizare) a tetraedrilor este condiționat de temperatură (descrește cu temperatura) și de natura cationilor, fiind puternic în prezența cationilor alcalini și slab în prezența cationilor Fe^{2+} și Mg^{2+} . Exprimați sub formă de oxizi, componenții majori ai topiturii de silicați sunt: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO , Na_2O , K_2O . Componentul SiO_2 (silicea) este cel mai important, oscilând între circa 38—70% din greutate. Magmele bogate în SiO_2 (>65%) sunt numite *acide*, cele sărace în SiO_2 (<41%) sunt numite *bazice*, iar cele cu SiO_2 cuprins între 41 și 65%, intermediare sau *neutre*.

În afara componenților enumerați mai sus, topitura de silicați poate conține, în stare dizolvată, diverse substanțe volatile (adică acele substanțe care la temperaturile înalte ale magmelor și la presiuni mici se găsesc în stare gazoasă). Substanțele volatile din magmă pot fi numeroase, dar cele mai frecvente sunt: H_2O , CO_2 , HCl , HF , SO_2 , H_2S , H_2BO_3 . Dintre acestea, apa deține rolul cel mai important sub aspectul proporțiilor și implicațiilor petrogenetice.

Faza gazoasă, prezentă uneori în magme, se datorește separării din topitură a substanțelor volatile. Cauzele acestei separări sunt numeroase, dar două dintre ele par a fi mai eficiente: micșorarea presiunii și micșorarea cantității relative a topiturii, ca urmare a cristalizării.

Dintre proprietățile fizice ale magmelor, de mare importanță în înțelegerea proceselor magmatice este *viscozitatea* (respectiv inversul ei — *fluiditatea*). În raport cu glicerina (cu coeficientul de viscozitate 10 g/s/cm), viscozitatea magmelor este de sute, mii și chiar zeci de mii de ori mai mare. În general, magmele bazice au o viscozitate mai mică decât cele acide, căci viscozitatea crește cu conținutul relativ de silice. Prezența apei în topitură împiedică fenomenul de polimerizare și, de aceea creșterea proporției de H_2O în stare dizolvată determină micșorarea viscozității. Temperatura și presiunea influențează și ele viscozitatea. Astfel, viscozitatea crește cu temperatura și descrește cu presiunea.

1.1.2. ORIGINEA MAGMELOR

Astăzi este admis că magmele rezultă prin topirea parțială (rareori totală) a rocilor preexistente, în condiții geologice speciale.

Procesul de topire parțială a rocilor se numește *anatexie*.

Condițiile geologice care favorizează topirea (anatexia) rocilor solide sunt mai multe, dar cele mai frecvente sunt următoarele două:

- 1) afundarea rocilor la mari adâncimi, prin fenomenul geologic de *subducție*;
- 2) ascensiunea adiabatică a maselor de roci solide din zonele relativ adânci ale mantalei terestre spre suprafață. În felul acesta, rocile solide *fierbinți* ale mantalei trec de la presiuni mari (unde este stabilă starea solidă), la presiuni mai mici, unde este stabilă starea de topitură parțială. Fenomenul este posibil numai dacă masa solidă a mantalei este antrenată într-un curent convectiv, având loc pe ramura ascendentă a curentului de convecție. Alte cauze ale anatexiei, cum ar fi fricțiunile tectonice, dezintegrarea sub-

stanțelor radioactive, creșterea presiunii vaporilor de apă în sistemele solide deja „fierbinți”, sînt de asemenea posibile, dar apar cu o mai mică frecvență în natură. Condițiile geologice cele mai favorabile generării magmelor sînt schematizate în fig. III. 1.

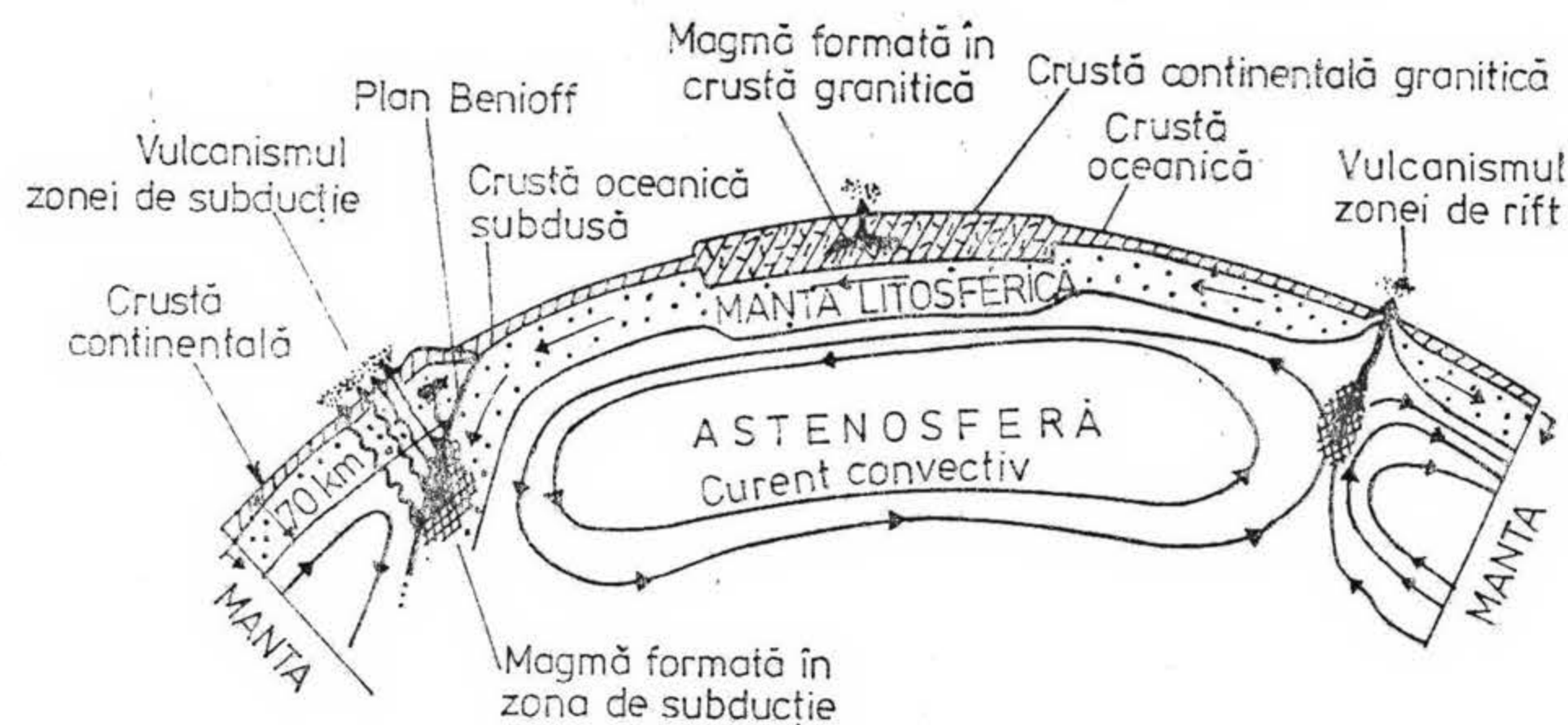


Fig. III.1. Condițiile geologice cele mai favorabile generării magmelor prin anatexie.

Prin fenomenul de topire, se produce o scădere relativ mare a densității sistemului și, de aceea, formarea magmelor în mantaua și crusta terestră conduce frecvent la apariția unui dezechilibru gravitațional. În virtutea acestui fapt, masele magmatice tind să se deplaseze spre suprafață, străpungând rocile crustei (fenomen numit *intruziune magmatică*) sau ieșind pînă la suprafață, în condiții subaeriene sau subvulcanice (fenomen numit *vulcanic* sau *efuziune* ori *extruziune magmatică*). Magmele ieșite la suprafață se numesc *lave*. Mecanismul și viteza ascensiunii magmelor diferă de la o condiție geologică la alta și de proprietățile magmelor. În principiu, se poate totuși spune că ascensiunea este mai rapidă la magmele cu vîscozitate mică (cele bazice) și în zonele afectate de fracturi puternice, cu mare extindere pe verticală.

1.1.3. PROCESE MAGMATICE

Totalitatea transformărilor fizice și chimice suferite de magmă constituie *procesele magmatice*. Cele mai importante sînt consolidarea magmei și diferențierea magmatică.

a) **Consolidarea magmei.** Este procesul prin care faza lichidă trece în faza solidă (cristalină sau amorfă), cauza principală fiind răcirea magnei. Consolidarea prin cristalizare este un proces complicat, care derivă din natura policomponentă a topiturii și variabilitatea condițiilor externe. Din topiturile policomponente, în regimul unei răcirii lente, componenții minerali cristalizează cel mai adesea succesiv și pe un interval termic larg, uneori de cîteva sute de grade. Succesiunea cristalizării mineralelor diferă de la caz la caz, fiind dependentă de temperaturile de topire ale componenților în stare pură și de proporțiile acestora în topitură.

În afara cristalizării, topitura magmatică se poate consolida și prin trecerea într-o stare solidă amorfă, cunoscută ca *sticlă vulcanică*. Acest proces de consolidare *sticloasă* sau *vitroasă* are loc în condițiile răcirii rapide a magmelor de la suprafața crustei, în contact cu aerul atmosferic, dar mai ales cu apa.

Prin consolidarea integrală a magmei, rezultă o masă solidă (formată numai din cristale sau din cristale și sticlă), care reprezintă *roca magmatică*. În paralel cu ea, prin consolidare, din topitura magmatică se separă, aproape totdeauna, și o fază fluidă, formată predominant din substanțele volatile dizolvate în magmă. Această fază este principalul agent care intervine în evoluția ulterioară a sistemului magmatic.

b) **Diferențierea magmatică.** Este procesul prin care dintr-o magmă inițială omogenă rezultă fie mai multe magme cu compoziții diferite, fie mai multe roci cu compoziții diferite. Sînt cunoscute mai multe mecanisme de diferențiere, însă mai eficiente par să fie doar două: *licuația* și *diferențierea prin cristalizare*.

Licuația este un proces care afectează numai faza lichidă a magmei și constă în separarea (segregarea) a două lichide dintr-un singur lichid omogen, ca urmare a variațiilor de temperatură și (sau) chimism.

Diferențierea prin cristalizare este, în principal, o diferențiere gravitațională. În camerele magmatice de dimensiuni mari, cristalele existente în magmă au densități diferite față de lichidul ambiant. Ca urmare, cristalele cu densități relativ mari se afundă și se concentrează în partea de jos a magmei, pe cînd cristalele mai ușoare se ridică și se concentrează în partea superioară. În felul acesta, dintr-o magmă omogenă, pot rezulta roci cu compoziții diferite și distribuite în spațiu conform legilor echilibrului gravitațional. Rocile magmatice monominerale s-au format, în marea lor majoritate, prin acest mecanism.

1.1.4. PROCESE POSTMAGMATICE

După consolidare, în sistemul magmatic rămîn două părți cu proprietăți fizice net deosebite: a) partea solidă, reprezentată prin rocile magmatice; b) partea fluidă, formată în principal din apă și celelalte substanțe volatile. Prin răcirea treptată, cele două părți suferă transformări specifice, denumite *procesele postmagmatice*. Dacă apa se găsește în condiții supracritice, transformările se numesc *pneumatolitice*, iar dacă apa se află sub punctul critic, transformările se numesc *hidrotermale* (Punctul critic al apei pure este definit de temperatura $T = 334^{\circ}\text{C}$ și presiunea $P = 218$ at, însă aceste valori cresc dacă apa conține și alți componenți în stare dizolvată). La sistemele închise, procesele postmagmatice constau mai ales într-o continuă reacție chimică între roca solidă și substanțele volatile, consecința fiind înlocuirea mineralelor magmatice primare cu altele secundare (carbonați, sulfați etc.), proces care se numește *autometamorfism*.

La sistemele deschise, fluidele substanțelor volatile părăsesc camera magmatică, pătrunzînd pe fracturi și prin sistemele de pori ale rocilor înconjurătoare, ajungînd uneori pînă la suprafața scoarței. Aceste fluide sînt de cele mai multe ori soluții apoase, cu numeroși componenți, aduși din magmă sau asimilați din rocile înconjurătoare și pe care pot să-i depună în diverse condiții geologice. Precipitățile care au loc în condițiile apei supra-critice se numesc *depuneri pegmatit-pneumatolitice*, iar cele care au loc în domeniul subcritic al apei se numesc *depuneri hidrotermale*.

1.2. ROCI MAGMATICE

1.2.1. CONSTITUENȚII MINERALI AI ROCILOR MAGMATICE

Toate rocile magmatice sînt formate din faze minerale solide, cristaline sau amorfe (ultimele fiind reprezentate de obicei prin sticle vulcanice). Din diverse considerente petrografice, acești constituenți sînt clasificați după criterii deosebite de acelea folosite în sistematica minerologică. Astfel, avîndu-se în vedere că rocile magmatice sînt produsul solid al consolidării magmei, este necesar a se face distincție între fazele minerale primare care au apărut direct din magmă și cele secundare — care s-au format ulterior, pe seama celor dintii. Mineralele primare cu importanță deosebită în edificarea rocii magmatice și care sînt luate în considerație pentru definirea și sistematica rocilor, se numesc *principale*. Celelalte minerale primare, care apar frecvent în roci, însă în proporții foarte mici, se numesc *accesorii*.

Pentru rezolvarea problemelor de sistematică a rocilor, este important a se deosebi mineralele primare deschise la culoare (*felsice* sau *salice*) și cele închise la culoare (*mafice* sau *femice*).

Mineralele *felsice* sînt următoarele:

- 1) mineralele din grupul silicei (*Q*): α -cuarț, β -cuarț, tridimit, cristobalit;
- 2) feldspații alcalini (*A*): feldspații potasici (sanidină, ortoză, microclin, feldspatul sodic (albit și monalbit), feldspatul alcalin mixt (anortoză);
- 3) feldspații plagioclazi (*P*): albit ($An > 5$), oligoclaz, andezin, labrador, bitownit, anortit;
- 4) feldspatoizii — foide (*F*): nefelin, leucit, nosean, hauyn, sodalit, cancrinit, pseudoleucit;

Mineralele *mafice* (simbolizate cu litera *M*) cuprind toate celelalte minerale primare din rocile magmatice, neincluse în grupele *Q*, *A*, *P*, *F*. Foarte importante sînt următoarele:

- 1) olivinele: seria forsterit — fayalit;
- 2) piroxenii rombici: seria enstatit — bronzit — hipersten;
- 3) piroxenii monoclinici: diopsid, augit, egirin, egirin — augit, seria pigeonitelor;
- 4) amfibolii: hornblende comune, hornblende bazaltice, hornblende alcaline (arfvedsonit, crosit, riebeckit);
- 5) micle: flogopit, biotit.

(Convențional, în categoria mineralelor mafice sînt incluse și mineralele accesorii: magnetitul, cromitul, spinelul, sfenul, perowskitul, zirconul, apatitul etc.).

În produsele postmagmatice, pe seama mineralelor primare, se pot forma numeroase minerale secundare, cum sînt: serpentinele (formate pe seama olivinilor și piroxenilor rombici), cloritele (formate pe seama piroxenilor și biotitului), muscovitul, sericitul, pirofilitul și mineralele argiloase (formate pe seama feldspaților), talcul și magnezitul (formate pe seama olivinei magneziene), actinotul (numit și uralit, format pe seama diopsidului și augitului), calcitul și epidotul (format frecvent pe seama plagioclazilor) etc.

1.2.2. CHIMISMUL ȘI CLASIFICAREA CHIMICĂ A ROCILOR MAGMATICE

În rocile magmatice se găsesc practic toate elementele chimice, însă numai cîteva apar în cantități apreciabile. Cei mai importanți componenți chimici, exprimați sub formă de oxizi sînt: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , H_2O , TiO_2 .

Proporția acestor componenți oscilează de la o rocă magmatică la alta, în limite nu prea largi, fapt ilustrat în tabelul III. 1, unde sînt redată procentele de greutate ale oxizilor în cîteva roci magmatice.

Tabelul III.1

Compoziția chimică a celor mai importante roci magmatice plutonice

Compoziția chimică	Dunit	Anortozit	Sienit nefelinic	Granit alcalin
SiO_2	34,25	50,40	45,61	73,30
TiO_2	0,05	0,15	—	0,11
Al_2O_3	1,45	28,30	27,76	12,33
Fe_2O_3	2,90	1,06	3,67	2,58
FeO	35,55	1,12	0,50	1,28
MnO	0,40	0,05	0,15	0,02
MgO	22,00	1,25	0,19	0,26
CaO	2,35	12,46	1,73	0,46
Na_2O	0,20	3,67	16,25	4,55
K_2O	—	0,74	3,72	4,20
H_2O	0,55	0,05	—	0,05

De observat că, în rocile magmatice, dominant este oxidul SiO_2 , datorită faptului că aceste roci sînt alcătuite în principal din silicați. Rocile cele mai bogate în SiO_2 (cum este granitul) se numesc *acide*, iar cele extrem de sărace în silice (cum este dunitul) se numesc *ultrabazice*. De la termenii acizi la cei ultrabazici, se face tranziție gradată prin intermediul rocilor *neutre* și *bazice*. Conținutul ridicat de silice se exprimă mineralogic prin prezența în rocă a cuarțului și, de aceea, rocile acide sînt roci cuarțoase. Dimpotrivă, în rocile ultrabazice și bazice, mai sărace în silice, cuarțul lipsește, apărînd însă mineralele nesaturate în silice, ca de exemplu olivinele și feldspatoizii.

Oxizii alcalini (Na_2O și K_2O) sînt, evident, în proporție mult mai mică decît oxidul SiO_2 . Totuși, proporția acestor oxizi condiționează prezența în rocă a unor minerale cu un chimism particular. Dacă, de pildă, într-o rocă magmatică numărul moleculelor K_2O și Na_2O depășește numărul de molecule de Al_2O_3 , de regulă, în acea rocă nu se poate forma feldspatul plagioclaz, dar apar, în schimb, feldspați alcalini și minerale mafice alcaline, cum sînt piroxenii alcalini (egirin, egirin-augit) și hornblendele alcaline. Avîndu-se în vedere această importanță a alcaliilor, se obișnuiește și o altă clasificare chimică a rocilor magmatice:

— roci *alcaline* (sodice = *atlantice*; și potasice = *mediteraniene*) în care numărul molecular Na_2O și K_2O depășește numărul molecular de Al_2O_3 . Acestea, în general, nu conțin plagioclazi, dar conțin minerale alcaline ca: piroxenii alcalini, hornblende sodice, feldspatoizi etc.

— roci *calcoalcaline* (pacifice), cu alcalii subordonate față de Al_2O_3 și care, din punct de vedere mineralogic, sînt caracterizate prin prezența feldspaților plagioclazi și lipsa mineralelor alcaline.

Oxizii FeO și MgO sînt și ei importanți, pentru că proporția lor controlează cantitatea de minerale mafice. La fel de importanți pot fi oxizii CaO , H_2O și Fe_2O_3 , fiecare dintre aceștia impunînd rocilor magmatice anumite trăsături mineralogice.

1.2.3. STRUCTURA ȘI TEXTURA ROCILOR MAGMATICE

Rocile magmatice se deosebesc între ele, pe lângă compoziția chimică și minerală, și prin diverse configurații, (fig. III. 2 și III 3), care rezultă din modul de aranjare a substanței în rocă, începând de la aranjarea atomilor sau moleculelor și terminând cu aran-



Fig. III.2. Principalele configurații structurale ale rocilor magmatice văzute la microscop:

1 — s. sticloasă; 2 — s. hipocristalină; 3 — s. holocristalină; 4 — s. afanitică; 5 — s. faneritică microgranulară; 6 — s. faneritică macrogranulară; 7 — s. panidiomorfă; 8 — s. hipidiomorfă; 9 — s. allotriomorfă; 10 — s. porfirică; 11 — s. inechigranulară de tip poikilitic (cristale mici neorientate incluse în cristale relativ mari); 12 — s. de concreștere (cristale mici și orientate incluse în cristale mai mari) s. = structură.

jarea cristalelor și grupărilor de cristale. Aceste configurații sunt desemnate prin termenii de structură și textură. Termenii structurali exprimă gradul de cristalizare a rocii magmatice, dimensiunile și formele cristalelor, iar termenii texturali redau multiplele configurații determinate de aranjamentul spațial al constituenților minerali. Termenii struc-

turali sunt numeroși, însă cei mai des utilizați în descrierea rocilor magmatice sunt următorii:

a) Termeni care se referă la gradul de cristalizare a rocii:

— dacă roca este complet cristalizată, se folosește termenul de structură *holocristalină*;

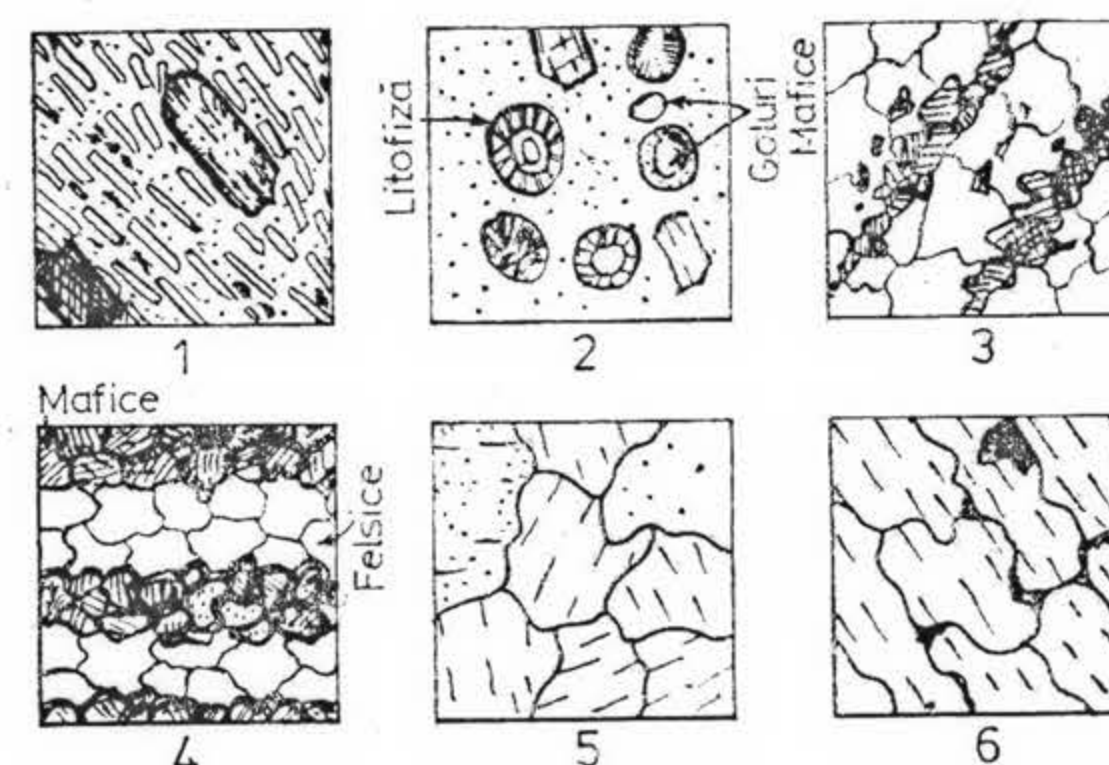


Fig. III.3. Principalele configurații texturale ale rocilor magmatice:

1 — t. fluidală; 2 — t. veziculară; 3 — t. în șlire; 4 — t. rubanată; 5 — t. masivă (neorientată); 6 — t. orientată.
t- = textură

— dacă este necristalizată, fiind formată din sticlă, se folosește termenul de structură *hialină* (*vitroasă*, *sticloasă*);

— în eventualitatea că roca este formată din sticlă și faze cristaline, folosim termenul de structură *hipocristalină*.

b) Termeni care se referă la dimensiunea absolută a cristalelor. Aceștia sunt introduși pentru a da indicații suplimentare asupra gradului de cristalizare a rocii. Astfel, există roci formate din cristale cu dimensiuni micronice, altele conțin cristale de ordinul metrilor. O clasare a dimensiunilor, care variază în limite atât de largi, nu poate fi decât subiectivă. Cel mai adesea se obișnuiește delimitarea a două clase mari:

— clasa rocilor *afanitice* (roci cu structură *afanitică*), care cuprinde rocile ale căror cristale nu pot fi văzute cu ochiul liber (dimensiunile cristalelor sunt sub 0,1 mm);

— clasa rocilor *faneritice*, care conțin cristale vizibile cu ochiul liber. Desigur, a face distincție între cele două clase structurale nu este întotdeauna ușor.

Frecvent se întâlnesc roci alcătuite din cristale cu un contrast evident în ce privește dimensiunile, respectiv cristale faneritice și afanitice. Convențional, se admite că dacă masa de cristale afanitice depășește 10% din volumul rocii, întreaga rocă să fie denumită *afanitică*.

c) Termeni structurali care se referă la forma cristalelor. În principiu, cristalele care compun rocile pot avea una din următoarele forme:

— *euhedrală* (idiomorfă, adică formă cristalografică);

— *anhedrală* (xenomorfă = forme întâmplătoare);

— *subhedrală* (hipidiomorfă, adică forme parțial cristalografice).

Formele euhedrale se realizează când rezistența pe care o opune mediul la creșterea cristalului este relativ mică. De pildă, toate cristalele timpurii, care cresc într-un lichid magmatic omogen, își realizează formele cristalografice. De aceea, primele cristale formate din magme sînt relativ idiomorfe față de cristalele din ultimul stadiu al cristalizării, care își realizează conture xenomorfe.

Rocile alcătuite predominant din cristale euhedrale se numesc *panidiomorfe*, iar cele formate din cristale anhedrale se numesc *allotriomorfe*.

d) Dimensiunile relative ale cristalelor sînt redată printr-o varietate de termeni structurali. Astfel, se face distincție între structura *echigranulară* (dimensiuni relativ egale ale cristalelor) și cea *inechigranulară* (în aceeași rocă există cristale cu un contrast foarte mare al dimensiunilor).

Rocile echigranulare, în funcție de dimensiunile absolute ale cristalelor, convențional se subdivid în roci *macrocrystaline* (macrogrăunțoase), *mezocrystaline* (mezogăunțoase), *microcrystaline* (microgrăunțoase) și *criptocrystaline*.

Structurile inechigranulare sînt și ele diferite, mai frecventă fiind structura *porfiriică*, care se caracterizează prin existența unor fenocristale (cristale de dimensiuni relativ mari, deseori euhedrale), cimentate într-o pastă (*mezostază* = masa fundamentală) formată, fie dintr-un agregat de cristale relativ mici, fie dintr-o masă sticloasă, fie dintr-o masă hipocristalină. Această structură este foarte răspîdită la rocile vulcanice care au cristalizat din lavele revărsate la suprafață. Fenocristalele, în aceste roci, sînt mai vechi decît pasta și aparțin unui stadiu timpuriu de cristalizare, în condițiile unui răcirii lente, pe cînd mezostaza s-a format mai tîrziu, în condițiile unei răcirii rapide.

Dispunerea în spațiu a constituenților minerali conduce la multiplele configurații, denumite de obicei *texturi*. Mai frecvente sînt: 1) *texturile fluidale* — exprimă orientarea pe o direcție definită a cristalelor prismatice (sau tabulare) și dau indicații asupra direcției de curgere a magmelor; 2) *texturi veziculare* (vacuolare, poroase — sugerează existența în roci a numeroase goluri. Diversi alți termeni ajută să precizeze, apoi, formele, dimensiunile și frecvența golurilor; 3) *texturi în șlire* — precizează că mineralele mafice se strîng în cuiburi alungite; 4) *textură rubanată sau stratificată* — desemnează gruparea constituenților minerali în strate succesive; 5) termenii de *textură masivă* și *textură orientată* indică lipsa sau prezența orientării cristalelor în rocile magmatice (fig. III. 3).

1.2.4. FORMELE DE ZĂCĂMÎNT ALE ROCILOR MAGMATICE

Rocile magmatice apar deseori în natură sub formă de corpuri geologice distincte (fig III. 4) Configurația acestor corpuri este denumită *formă de zăcămînt*.

Masele de roci plutonice (care se găsesc în interiorul crustei terestre) au forme de zăcămînt controlate îndeosebi de proprietățile fizico-mecanice ale rocilor gazdă și de structura geologică (Viscozitatea magmei joacă un rol ceva mai mic decît la formele de suprafață). Mai frecvente sînt următoarele forme de zăcămînt:

— *pînze intruzive* (denumite și *silluri*) — corpuri tabulare, paralele cu stratificația sau șistozitatea rocilor gazdă. Sînt specifice rocilor plutonice care provin din consolidarea magmelor bazice;

— *dike-uri* — corpuri de asemenea tabulare, dar discordante față de stratificația (sau șistozitatea) rocilor gazdă. (Ele sînt rezultatul injectiei magmelor pe fracturi). Deseori aceste corpuri se asociază în sisteme paralele, mai rar sub formă de conuri concentrice;

— *neck-uri*, denumite și *stilpi magmatici*, sînt corpuri cu forme cilindrice. Ele materializează canale de alimentare ale vulcanilor cu erupție centrală;

— *lapolite* — corpuri concordante, cu forme concave, asemănătoare unui strat sinclinal;

— *lacolite* — corpuri lenticulare plan-convexe, cu apexul convexității îndreptat în sus;

— *batolite* — corpuri discordante de mari dimensiuni, înrădăcinate în crustă. Partea superioară are formă de dom alungit, iar pereții laterali sînt foarte înclinați.

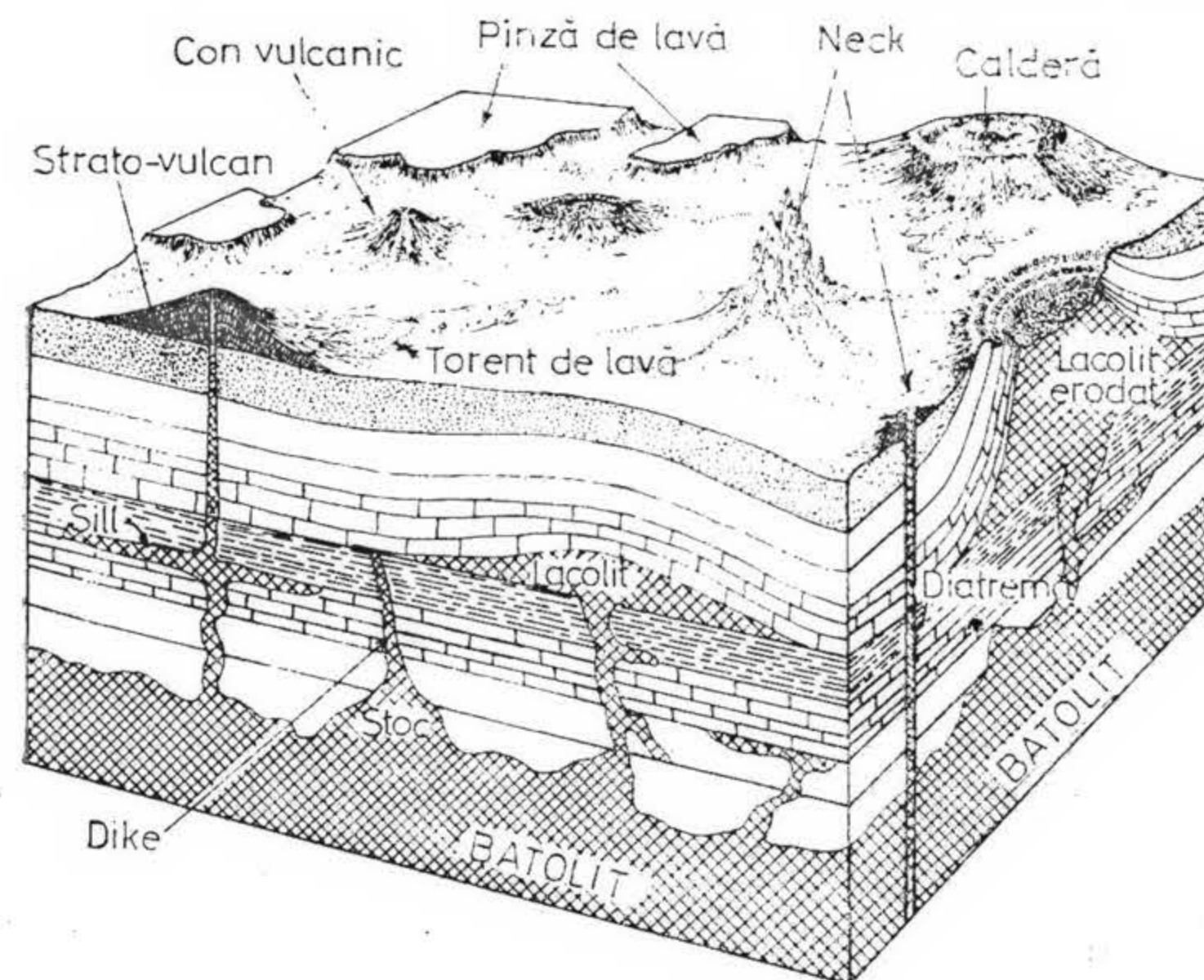


Fig. III.4. Principalele forme de zăcămînt ale rocilor magmatice.

Culcușul (rădăcina) batolitelor, în general, nu se cunoaște. Un batolit poate avea spre partea superioară mai multe cupole, de asemenea de mari dimensiuni, numite *stock-uri*.

În toate aceste corpuri plutonice se poate întîlni o eterogenitate petrografică (cauzată de diferențiere magmatică, injectii succesive, asimilări, enclavări) și discontinuități fizice: fisuri de curgere, fisuri tectonice etc.

Masele de roci magmatice rezultate din consolidarea lavelor revărsate la suprafață apar cel mai adesea sub formă de *pînze* și *toronți*. Pînzele vulcanice sînt corpuri cu tendință de dezvoltare bidimensională, fiind specifice curgerilor de lavă în zonele cu relief puțin accidentat. La vulcanitele tinere, pînzele și toronții de lavă se dezvoltă de o parte și de alta a canalelor de alimentare (fracturi sau cōșuri), edificînd astfel un aparat vulcanic mai mult sau mai puțin simetric. Magmele viscoase generează mai frecvent forme columnare (uneori cu aspect de spini), adică corpuri cu tendință de extindere într-o singură direcție (de obicei verticală). Oarecum intermediare sînt așa-numitele *cupole vulcanice* — corpuri asemănătoare unor domuri sau calote sferice cu apexul în sus. Toate aceste forme de

zăcămint posedă o fisurație specifică, endogenetică, determinată de curgere și răcire (fisurile de curgere cele mai dezvoltate sint perpendiculare pe direcția de curgere, iar cele de răcire tind să se dezvolte paralel cu suprafața corpului). Intersecția a două sau mai multe sisteme de fisuri determină divizarea corpurilor vulcanice în numeroase poliedre cu forme și dimensiuni extrem de diferite.

În numeroase cazuri, lăvele sint pulverizate în aer, în fragmente mici și numai după aceea se depozitează ca strate, care mulează relieful subaerian sau subacvatic preexistent. Acest material vulcanic sedimentat, denumit *material piroclastic* (aglomerate, brecii, tufuri), are forma de zăcămint a rocilor sedimentare tipice. Alternanțele de material piroclastic și pinzele de lavă contribuie la edificarea formelor *stratovulcanice*.

1.2.5. CLASIFICAREA MINERALOGICĂ ȘI STRUCTURALĂ A ROCILOR MAGMATICE

După structură, rocile magmatice se împart în două grupe mari:

- Roci afanitice
- Roci faneritice

Aceste grupe structurale corespund celor două forme majore de zăcămint ale rocilor magmatice: a) *vulcanice*, consolidate la suprafață și b) *plutonice*, consolidate în adâncime, în condiții abisidice (de mare adâncime) sau hipoabisidice (de mică adâncime).

Fiecare din aceste două grupe se împarte în *familii* (sau *tipuri*), după proporțiile mineralelor primare. Rocile care conțin minerale mafice peste 90% din volumul rocii ($M > 90$) se numesc *ultramafice* (ultramafite *plutonice* și respectiv *afanitice*).

Toate celelalte roci, care conțin $M < 90\%$, se împart în *grupe* sau *familii*, numai după natura și proporția grupărilor de minerale Q, A, P, F , făcându-se abstracție de natura și proporția mineralului mafic.

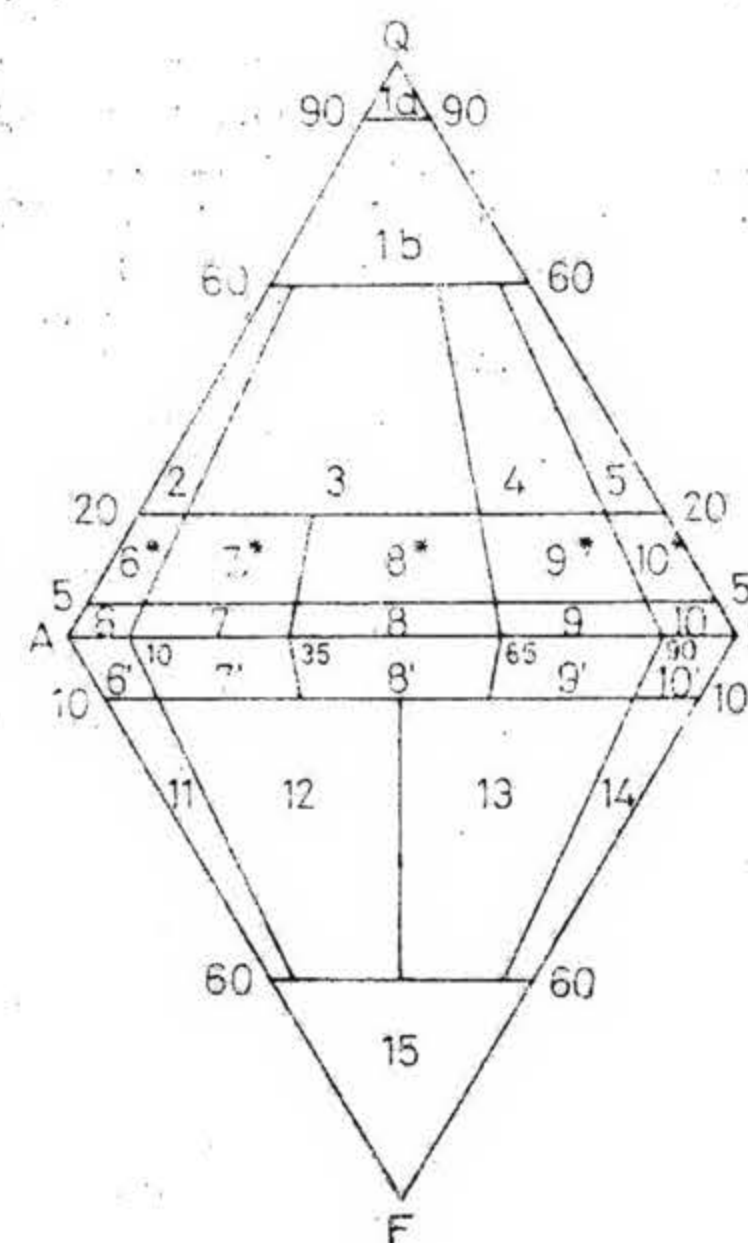
Pentru clasificarea rocilor magmatice cu $M < 90$, se ia în considerație faptul că, în natură, nu se întâlnesc roci care să aibă în același timp minerale din grupele Q și F . Aceeași rocă poate să conțină cel mult trei grupe felsice: Q, A, P , sau F, A, P . De aceea, folosind două triunghiuri echilaterale cu o bază comună $A-P$ și cu virfurile opuse Q și F — se pot preciza toate proporțiile posibile ale grupelor minerale Q, A, P, F . În fig. III. 5 unde sint rediate aceste două triunghiuri, sint separate 15 cimpuri principale de proporții, notate cu cifre arabe, care corespund la cele 15 familii (grupe petrografice) fundamentale de roci magmatice, în afara familiei ultramafice. Denumirea familiilor, propusă de *Comisia Internațională de Sistematică a Rocilor* și acceptată în ultimul timp de majoritatea țărilor, este următoarea:

a) Familii de roci *faneritice plutonice* (Numerele de ordine coincid cu cele din triunghiul dublu, fig. III.5): 1a — cuarțolite; 1b — granitoide bogate în cuarț; 2 — granite alcali-feldspatice (granite alcaline); 3 — granite; 4 — granodiorite; 5 — tonalite; 6 — sienite alcali-feldspatice; 6* — sienite alcali-feldspatice cuarțifere; 6' — sienite alcali-feldspatice cu foide; 7 — sienite; 7* — sienite cuarțifere; 7' — sienite cu foide; 8 — monzonite; 8* — monzonite cuarțifere; 8' — monzonite cu foide; 9 — monzodiorite și monzogabrouri; 9* — monzodiorite și monzogabrouri cuarțifere; 9' — monzodiorite și monzogabrouri cu foide; 10 — anortozite ($M < 10$), gabrouri (plagioclaz bazic și $10 < M < 90$), diorite (plagioclaz acid și neutru; $10 < M < 90$); 11 — sienite foidice (sienite alcaline propriu-zise); 12 — monzosienite foidice; 13 — monzodiorite foidice și monzogabrouri foidice; 14 — diorite foidice și gabrouri foidice; 15 — foidolite.

Rocile faneritice din cimpurile 2, 3, 4, 5 se pot desemna prin termenul colectiv de *granitoide*, iar cele din cimpurile 6, 7, 8, 6*, 7*, 8*, 6', 7', 8' — prin *sienitoide*.

b) Familii de roci *afanitice = vulcanice*: 1 — nu se cunosc; 2 — riolite alcaline (liparite alcaline); 3 — riolite (liparite); 4 — dacite; 5 — plagiodacite; 6 — trahite al-

Fig. III.5. Clasificarea mineralogică cantitativă a rocilor magmatice cu $M < 90$.



caline; 6* — tr. alc. cuarțifere; 6' — tr. alc. cu foide; 7 — trahite; 7* — trahite cuarțifere; 7' — trahite cu foide; 8 — latite; 8* — latite cuarțifere; 8' — latite cu foide; 9 — latibazalte și latiandezite; 9* — lati b. și lati a. cuarțifere; 9' — lati b. și lati a. cu foide; 10 — bazalte ($M > 40$) și andezite ($M < 40$); 10* — b. și a. cuarțifere; 10' — b și a. cu foide; 11 — fonolite; 12 — tefrifonolite; 13 — fonoterfrite; 14 — tefrite; 15 — foidite afanitice (nefelinite, leucite etc.).

Pentru rocile *paleovulcanice = paleotipice* — (pretertiare) se mai folosesc, la noi în țară, și următoarele denumiri:

- *porfire cuarțifere* = riolitele și dacitele paleotipice;
- *porfire* = trahitele și fonolitele paleotipice;
- *porfirite* = andezitele și latitele paleotipice;
- *melafire* = bazalte porfirice paleotipice;
- *diabaze* = bazaltele afirice (fără fenocristale) paleotipice.

1.2.6. DESCRIEREA PRINCIPALELOR FAMILII DE ROCI PLUTONICE

1.2.6.1. **Granite alcali-feldspatice (alcaline).** Sint roci faneritice, formate preponderent din feldspat alcalin și cuarț. Plagioclazul propriu-zis (cu $An > 5$) lipsește sau apare în proporții foarte reduse. Mineralele mafice (de regulă sub 20 procente volu-

metrice) sînt adesea reprezentate prin hornblende sodice (riebeckit, arfvedsonit), piroxenii alcalini (egirin, egirin-augit), biotit. Accesorii: apatit, zircon, fluorină etc. Granitele alcali-feldspatice sîrate în mafice se numesc *alaskite*. Roci relativ rare în lume, granitele alcali-feldspatice apar sub formă de corpuri plutonice independente sau asociate cu sienitele alcali-feldspatice. În România: în Dobrogea, la Iacobdeal — Turcoaia.

1.2.6.2. Granite (granite normale = calcaolcaline). Sînt roci faneritice formate în principal din cuarț, feldspat alcalin și plagioclaz. Feldspatul alcalin predomină asupra plagioclazului, fiind adesea ortoză sau microclin, în concreșterea pertitică cu albitul. Plagioclazul este de regulă acid (oligoclaz). Mineralele mafice deseori prezente sînt biotitul și hornblenda verde. Muscovitul, care apare uneori, se pare că s-a dezvoltat tardiv. Accesorii frecvente: apatit, zircon, magnetit, hematit. Granitele sînt de obicei roci grăunțoase, dar se întîlnesc și varietăți porfirice. Granitele în care feldspatii și cuarțul se găsesc în concreștere se numesc *granite grafice*, cele cu granulație foarte mare se numesc *granite pegmatitice*, iar cele cu granulație foarte mică și sîrate în minerale mafice se numesc *aplite granitice*. Granitele sînt foarte răspîndite în crusta terestră, apărînd sub formă de batolite, stock-uri, dike-uri etc. În România: Carpații Meridionali (Paring, Retezat, M-ții Vilcan, Valea Cerneli, în zonele Ogradena, Sfîrdinu etc.), M-ții Apuseni (Highiş, Muntele Mare etc.) Dobrogea (Pricopan, Greci etc.).

1.2.6.3. Granodiorite. Se deosebesc de granite doar prin conținutul mai ridicat în plagioclaz. Ele concură, alături de granite, la edificarea corpurilor batolitice paleozoice din Carpați, precum și a corpurilor hipoabisice banatitice, de vîrstă laramică, din Banat și M-ții Apuseni.

1.2.6.4. Sienite alcali-feldspatice. Sînt roci faneritice în care feldspatul alcalin (pertit, anortoză, ortoză, microclin) este practic singurul mineral felsic, asociat uneori cu minerale mafice alcaline (egirin, hornblendă etc.). Accesoriile sînt numeroase, mai frecvente fiind apatitul, zirconul și sfenul. Structura sienitelor a. f. este grăunțoasă (micro, mezo, sau megacristalină). Varietățile cu granulație mare sînt denumite *pegmatite sienitice*. După natura feldspatului alcalin, a mineralului mafic și a structurii, au fost separate numeroase varietăți petrografice, cu denumiri proprii. Aceste roci sînt rar întîlnite în natură. În România: la Iacobdeal (Dobrogea), în asociație cu granitele alcali-feldspatice.

1.2.6.5. Sienite. Sînt roci faneritice, formate în principal din feldspat alcalin (ortoză, microclin), plagioclaz (oligoclaz sau andezin) și minerale mafice: biotit, hornblendă comună, mai rar piroxen (augit, hipersten, diopsid). Accesorii: apatit, zircon, minerale opace etc. De obicei, sînt grăunțoase-olotriomorfe (cu oscilații de la structuri microgrăunțoase pînă la cele pegmatitice). Apar, de asemenea, și varietățile porfirice. Sienitele sînt întîlnite în natură, de cele mai multe ori local, la marginile corpurilor plutonice granitice, sau sub formă de mici corpuri hipoabisice.

1.2.6.6. Anortozite. Roci faneritice aproape monominerale. Practic ele sînt formate exclusiv din plagioclaz (labrador, andezin, mai rar oligoclaz); cu totul subordonat pot să apară piroxenii, hornblendă comună, biotit, magnetit etc. Structura anortozitelor este de obicei mezo și macrogrăunțoasă. Anortozitele formate din labrador se numesc *labradorite*.

În natură, anortozitele apar fie asociate cu gabourile, concurînd la formarea unor plutonite stratificate, fie sub formă de mari corpuri batolitice independente, așa cum se întîlnesc în structurile vechi, precambriene, unde pot să aflureze pe suprafețe imense (peste 10 mii km²). În România nu se cunosc corpuri independente de anortozite.

1.2.6.7. Diorite. Roci faneritice, formate în esență din plagioclaz (andezin sau oligoclaz) și unul sau mai multe minerale mafice. Mineralul mafic cel mai răspîndit este hornblendă verde. Majoritatea dioritelor sînt roci grăunțoase, hipidiomorfe, cu granulație variabilă (de la microdiorite, pînă la diorite pegmatitice). Structurile porfirice sînt foarte

frecvente la varietățile microgrăunțoase (microdiorite porfirice). În natură, dioritele nu formează corpuri independente decît rareori și de dimensiuni mici. De cele mai multe ori, dioritele apar local, asociate cu granitoidele sau gabourile.

1.2.6.8. Gabouri. Roci faneritice, formate în principal din plagioclaz bazic și minerale mafice: piroxen (diopsid, augit, piroxen rombic), olivină, mai rar hornblendă și biotit. Proporția mineralelor mafice, prin definiție, poate să fie cuprinsă între 10 și 90. Accesorii frecvente: magnetit, ilmenit, cromit, spinel, sulfuri. Gabourile sînt roci grăunțoase sau porfirice. Specifice sînt și structurile ofitice (cristale de piroxen conțin incluziuni de plagioclaz), precum și structurile în șlire (șlire de magnetit, de ilmenit, uneori de sulfuri). Se cunosc mai multe varietăți mineralogice și structurale de gabouri, unele avînd denumiri proprii. Mai importante sînt: *gabouri propriu-zise* (cele cu diopsid); *gabouri* cu hornblendă; *norite* (gabouri cu piroxen rombic); *troctolite* (gabouri bogate în olivină); *dolerite* (gabouri micro sau mezogăunțoase, cu structură ofitică); *beerbachite* (gabouri micro-grăunțoase, diopsidice). În natură gabourile apar adesea asociate cu ultra mafitele alcătuiind batolite de mari dimensiuni. De asemenea, ele formează corpuri independente, asociate cu anortozite, diorite etc. În România se găsește corpul batolitic de gabouri de la Iuți (Banat).

1.2.6.9. Sienite foidice. Spre deosebire de sienite, această familie are specifică asociația feldspatului alcalin (microclin, albit sau pertit) cu un feldspatoid (care poate fi nefelin, sodalit, cancrinit etc.). Plagioclazul apare mai rar, fiind de regulă acid (oligoclaz). Mineralul mafic frecvent este biotitul, care se poate asocia cu piroxenii alcalini (egirinul, augitul egirinic) sau amfibolii alcalini (arfvedsonit, barkevit etc.). Diopsidul și hornblendă comună apar mai rar. Accesorii frecvente: apatit, zircon, sfen, magnetit; mai rar: monazit, astrofilit, corindon, turmalină, granat etc. Structura sienitelor foidice este grăunțoasă cu granulație variabilă, de la microgrăunțoasă la gigantocristalină. Se cunosc numeroase varietăți, mai importante fiind: *ditroite* (nume acordat sienitelor nefelinice de la Ditrău-România, caracterizat prin prezența sodalitului și cancrinitului, formate pe seama nefelinului); *miaskite* (formate din nefelin, microclin, albit, biotit); *foiaite* (sienite nefelinice). Sienitele foidice sînt rar întîlnite. Formează de obicei corpuri mixte, cu granitele, dioritele etc., cum este corpul de la Ditrău (Carpații Orientali).

1.2.6.10. Ultramafite. Roci faneritice formate aproape exclusiv din minerale mafice ca: olivină, piroxenii (rombici și monoclinici), hornblendă, biotit. Accesorii frecvente: magnetit, cromit, spineli aluminosi, granați. Dacă nu sînt alterate, structura grăunțoasă-panidiomorfă este tipică. După compoziția minerală, sînt separate mai multe varietăți: *danite* (formate aproape exclusiv din olivină și minerale accesorii: magnetit sau cromit; frecvent, pe seama olivinei se formează serpentină); *peridotite* (formate din olivină, piroxen, eventual hornblendă sau biotit, la care se adaugă accesoriile: magnetit, cromit, spinel; și aici apare frecvent serpentina); *piroxinite* (formate preponderent din piroxenii; după natura piroxenului, se diferențiază mai multe varietăți); *hornblendite* (mineralul mafic cel mai abundent este hornblendă, la care se adaugă adesea biotit, sfen, apatit etc.). De cele mai multe ori, ultramafitele apar ca niște corpuri izolate de dimensiuni mari sau medii. Alteori apar ca noduli (enclave) în bazalte. Corpurile ultramafice din România sînt de regulă serpentinizate: Banat (Plavișevița), platonul Mehedinți (Bahna — Izverna), Paring, M-ții Sebeș etc.

1.2.7. DESCRIEREA PRINCIPALELOR FAMILII DE ROCI VULCANICE

1.2.7.1. Riolite (lipartie). Mineralogic se aseamănă cu granitele, cu deosebirea că uneori apare și sticla vulcanică. În esență, sînt formate din feldspat alcalin și cuarț, la care se pot adăuga plagioclazii și puține minerale mafice (hornblendă, piroxenii, biotit). Deo-

sebiea esențială dintre granite și riolite este structurală; riolitele sînt roci sticloase (vitroliolite), hipocristaline, sau holocristalin-porfirice, cu pastă afanitică. Riolitele sticloase, în funcție de conținutul în apă și de structură, poartă diverse denumiri: *pechsteiri* (6–8% H₂O), *perliti* (3–4% H₂O), *spumă de mare* (piatră ponce) etc. În natură, riolitele se asociază de obicei cu andezitele. În România se găsesc în Carpații Orientali și M-ții Apuseni, asociate magmatismului neogen. Se găsesc, de asemenea, asociate cu dacitele în magmatismul banatic din Vlădeasa etc. Riolitele pretertiare (porfirice cuarțifere) sînt, de asemenea, răspindite în Dobrogea de Nord, M-ții Apuseni, Banat etc.

1.2.7.2. Dacite. Sînt formate în esență din plagioclaz și cuarț, la care se adaugă puțin feldspat alcalin și minerale mafice: hornblendă, piroxen, biotit. Mineralogic, corespund tonalitelor și granodioritelor. Specifică este structura porfirică, cu pastă afanitică sau sticloasă. Fenocristalele de plagioclaz sînt zonate (de obicei euhedral), iar fenocristalele de cuarț adesea prezintă conture corodate. Dacitele au fost descrise prima oară în lume în zona Poeni (M-ții Apuseni), numele provenind de la Dacia. Ele sînt foarte răspindite în masivul Vlădeasa, întîlnindu-se și în zona Baia-Mare, Călimani, Sudul Munților Apuseni etc.

1.2.7.3. Trahite. Mineralogic, trahitele se aseamănă cu sienitele. Mineralul principal este feldspatul alcalin (sanidină, anortoză sau ortoză) la care se pot adăuga în cantități mai mici plagioclaz și minerale mafice (piroxeni, biotit, hornblende). În trahitele lipsite de plagioclaz, apar piroxeni alcalini și amfiboli alcalini. Tipică este structura porfirică, cu o masă afanitică fluidală. Se asociază în natură cu andezite, riolite sau bazalte. La noi în țară apar aproape în toate zonele vulcanice, dar în cantități neînsemnate.

1.2.7.4. Andezite. În esență, andezitele sînt formate din plagioclaz, la care se adaugă adesea piroxeni (monoclinici sau rombici) și hornblende comune (mai rar h, bazaltice și biotitul). Prin definiție, proporția mineralelor mafice trebuie să fie sub 40%, aceasta fiind deosebirea esențială de bazalte. Caracteristică este structura porfirică cu pastă sticloasă, cryptocristalină sau microcristalină. Fenocristalele de plagioclaz au o zonalitate foarte evidentă la microscop. Andezitele sînt, alături de bazalte, printre cele mai răspindite roci vulcanice de pe glob. Peste 80% din masa lanțului vulcanic neogen din Carpații Orientali este formată din andezite.

1.2.7.5. Bazalte. La fel ca și andezitele, bazaltele sînt formate în principal din plagioclaz și minerale mafice. Numai că mineralele mafice depășesc 40% din volumul rocii, fiind reprezentate, de obicei, prin piroxeni și olivină (hornblenda și biotitul apar mai rar). De obicei, bazaltele au structură porfirică (cu fenocristale de olivină sau piroxen), dar pot să aibă și structuri afirice (adică microcristaline, echigranulare, fără fenocristale). După compoziția minerală și după structură, s-au separat numeroase varietăți de bazalte, mai frecvente fiind: *oceanite* (b. bogate în olivină); *picrite* (b. excesiv de bogate în olivină); *tholeite* (b. tholeitice) practic lipsite de olivină; *anamesite* (b. afirice cu granulație ceva mai mare, făcînd trecerea spre gabrourele microgrăunțoase); *melafire* (denumire colectivă pentru bazaltele olivinice pretertiare); *spilite* (denumire colectivă pentru bazaltele și andezitele care au suferit o albitizare a plagioclazului); *tahilite* (sticlele cu compoziție bazaltică). Bazaltele sînt foarte răspindite pe glob, apărînd ca pinze vulcanice, dike-uri, sau edificînd aparate vulcanice de mari dimensiuni. În România: Racoș, Detunatele, Lucareț (Banat).

1.2.7.6. Fonolite. Mineralogic, fonolitele corespund sienitelor foidice. Ele sînt formate în esență din feldspat alcalin (sanidină, anortoză) și feldspatoizi (nefelin, leucit, nesean etc.). La acestea, se adaugă adesea, în cantități mici, piroxeni alcalini, amfiboli alcalini, biotit. Structura caracteristică este porfirică, cu pasta afanitică.

Fonolitele sînt roci mai rare. Mai cunoscute sînt cele din zona vulcanică, mediteraniană, cum sînt cele din Muntele Vezuviu. În România nu se cunosc.

1.2.8. ROCI PREDOMINANT SAU EXCLUSIV FILONIENE

1.2.8.1. Pegmatite. În termenul de *pegmatit* sînt cuprinse toate rocile magmatice (sau asemănătoare cu rocile magmatice) feldspatice, cu structuri megacristaline (dimensiunile cristalelor depășesc ordinul de mărime al unui cm³, ajungînd frecvent la cîțiva m³ și excepțional ating chiar zeci de m³). Rocile feneritice din familiile granitoidelor și sienitelor apar adesea cu structuri pegmatitice.

După compoziția mineralogică, se poate vorbi de *pegmatite granitice*, *pegmatite sienitice*, *pegmatite dioritice*, *gabroice* etc. Pegmatitele granitice cu structuri grafice se mai numesc și *runite* sau *pegmatite grafice*. În România se cunosc numeroase corpuri de pegmatite, asociate sisturilor cristaline cu grad mediu și înalt de metamorfism. Corpuri mai importante se găsesc la Răzoare (Preluca), Lotru, Armeniș.

1.2.8.2. Aplite. Sînt varietăți microgrăunțoase și allotriomorfe ale granitelor și sienitelor foarte sărace în minerale mafice. De obicei, apar ca roci filoniene (dike-uri), asociate corpurilor de granitoide.

1.2.8.3. Lamprofire. Prin *lamprofir* este desemnată orice rocă magmatică microgrăunțoasă porfirică, cu formă de zăcămint filoniană (dike), în care fenocristalele sînt reprezentate exclusiv prin minerale mafice idiomorfe, prinse într-o masă fundamentală panidiomorfă, relativ bogată în minerale mafice. În România, lamprofirele se găsesc aproape în toată aria Carpatică și în Dobrogea de Nord, apărînd sub formă de dike-uri care traversează sisturi cristaline, roci sedimentare mezozoice, corpuri plutonice.

2. PROCESE ȘI ROCI SEDIMENTARE

Formațiunile sedimentare reprezintă, la suprafața scoarței terestre, principalele produse ale proceselor exogene și acoperă 75% din suprafața ei; ele se asociază în complexe litologice specifice unităților tectostrutturale cu fundament activ sau cratonizat — zone de fosă, platforme, bazine intracontinentale. Atît în bazinele marine și oceanice cît și în ariile continentale formează o cuvertură discontinuă care repauzează peste litosfera oceanică și, respectiv, continentală. Forma generală de prezentare a acestora o constituie sedimentele și rocile sedimentare. Un *sediment* este un depozit neseplat de mediul în care s-a acumulat și adesea mobil; *roca sedimentară* este, de cele mai multe ori, un depozit consolidat și separat de mediul în care s-a format.

Atît sedimentele cît și rocile sedimentare au un caracter poligenetic; trăsătura lor comună o constituie formarea în condițiile de presiune și temperatură normale pentru partea superficială a litosferei. În aceste condiții se consideră depozit sedimentar orice material care a luat naștere prin:

- dezagregarea, fragmentarea și alterarea rocilor preexistente;
- transport și acumulare gravitațională în bazine de sedimentare;
- precipitare chimică și bichimică din soluții naturale;

— activitatea organismelor vegetale și animale capabile să-și construiască schelete sau învelișuri protectoare de natură minerală.

Toate aceste procese explică marea diversitate a rocilor sedimentare reflectată de natura constituenților lor, de caracterele texturale și structurale. În raport cu caracterele primare ale materialului care le-au generat, rocile sedimentare reflectă și modificările postdepoziționale suferite de sedimente în evoluția lor la suprafața scoarței terestre.

2.1. PROCESE SEDIMENTARE; DIAGENEZA SEDIMENTELOR

Procesele sedimentare se desfășoară la suprafața scoarței terestre sub controlul factorilor exogeni, în domeniul continental sau cel marin-oceanic și reprezintă o parte integrantă a ciclului geologic; ele cuprind: *dezagregarea și alterarea, procese mecanice, procese chimice și procese biogene.*

2.1.1. DEZAGREGAREA ȘI ALTERAREA

În ariile continentale, rocile preexistente — de natură magmatică, metamorfică și sedimentară — sînt supuse unor modificări continue sub acțiunea, de cele mai multe ori simultană, a unor factori fizico-chimici. Principalul efect al acestor transformări îl reprezintă dezagregarea și alterarea rocilor.

Dezagregarea rocilor este rezultatul unui complex de procese fizice în care rolul principal este jucat de insolație (expunerea rocilor la căldura solară), gelivație (alternanța dintre îngheț și dezgheț), umezire și uscare, acțiunea apei în mișcare (eroziune, abraziune) sau a aerului (coraziune). Produsele rezultate — *blocuri, grohotișuri* la baza pantelor, acumulări de *grus* (detritusul din ariile de dezagregare a masivelor granitice) și *particule nisipoase* — se caracterizează prin suprafețe specifice considerabil mai mari decît suprafața de aflorare a rocilor masive; ele reprezintă, în cadrul ciclului sedimentar, fie un material primar, acumulat „în situ” și supus în continuare unor modificări chimice, fie un material antrenat de ape și deplasat spre bazinele de sedimentare. Intensitatea proceselor care generează astfel de produse este controlată de poziția climatică și altitudinea zonelor în care aflurează rocile.

Alterarea constituie un complex de modificări chimice suferite de minerale și roci în zona de interacțiune a atmosferei și hidrosferei cu litosfera. Intensitatea și sensul reacțiilor chimice depind atît de natura petrografică a materialului și de poziția sa în raport cu zonele de climă și relief, cît și de abundența oxigenului, a CO_2 și proprietățile apei ca dizolvant (pH , E_H).

Prin alterare, mineralele și rocile preexistente sînt parțial solubilizate și parțial transformate în produse noi — minerale de neoformație — care intră în constituția scoarței de alterare. Principalele procese care acționează în cadrul alterării sînt oxidarea, carbonatarea și hidroliza.

Prin *oxidare*, mineralele care conțin elemente polivalente — Fe, Mn, S — trec în prezența O_2 în oxizi: hematit (Fe_2O_3), piroluzit (MnO_2); hidroxizi: goethit ($\text{FeO} \cdot \text{OH}$), lepidocrocit ($\text{FeO} \cdot \text{OH}$), diaspor ($\text{AlO} \cdot \text{OH}$), hidrargilit [$\text{Al}(\text{OH})_3$] și sulfati: gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Prin *carbonatare* — proces controlat de echilibrul CO_2 în atmosferă și apele de circulație — în scoarța de alterare apar cruste și acumulări concreționare de carbonați (aragonit și calcit).

Hidroliza — reacția de schimb între cationii bazici din minerale și ioni de hidrogen proveniți prin disocierea apei — reprezintă principalul mecanism chimic prin care sînt alterați silicații la suprafața scoarței. Procesele de natură hidrolitică — caolinizarea, sericitizarea, cloritizarea, serpentinizarea etc. — conduc la transformarea silicaților în *caolinit, sericit, clorit, serpentină*, principalele minerale de neoformație din scoarța de alterare.

Acționînd simultan asupra părții superioare a crustei terestre, dezagregarea și alterarea conduc la formarea depozitelor sedimentare cu caracter rezidual: *scoarța de alterare și solurile.*

Scoarța de alterare formează un înveliș discontinuu, cu grosimi variabile (mai mari în zonele ecuatoriale și temperate și mai reduse în zonele reci și cele aride-calde) în constituția căruia intră minerale relict, stabile la alterare (de ex. cuarț, topaz, casiterit, zircon etc.), compuși coloidal metastabili (opal, metadiaspor, psilomelan) și minerale de neoformație (minerale argiloase, hidroxizi de fier și de aluminiu).

Solurile se dezvoltă pe diverse scoarțe de alterare și reprezintă un înveliș cu particularități mineralogice și structurale complexe, în permanentă transformare, ca urmare a unor procese chimice și biochimice (determinate în special de microorganisme) foarte active. Răspîndirea lor la suprafața scoarței are un caracter zonal sau azonal.

— *Solurile zonale*, a căror dezvoltare este controlată de climă și relief, sînt reprezentate prin *chernozioni* (sol bogat în humus în orizontul A_1) — în regiunile de cîmpie, *soluri brun roșcate* (bogate în minerale argiloase și hidroxizi de fier în orizontul B) — în regiuni deluroase, *podzoluri* (soluri bogate în silice în orizontul A_2) — în regiuni montane.

— *Solurile azonale* sînt specifice unor regiuni cu umiditate excesivă (lăcoviști și soluri gleice), cu salinitate ridicată (solonețuri) sau, formate preponderent din roci carbonatice (rendzine, terra-rossa, soluri lateritice).

2.1.2. PROCESE MECANICE

De la locul său de origine pînă la locul de litificare, materialul sedimentar — cu excepția depozitelor reziduale — parcurge un drum lung care cuprinde desprinderea de substrat și deplasarea particulelor clastice prin intermediul factorilor de transport — apă, aer, gheață — și depunerea în ariile de sedimentare. În cursul migrării sale se manifestă tendința de dispersare pe suprafețe mai largi decît în aria sursă sau, de contaminare cu material provenit din alte surse.

Depunerea particulelor clastice dintr-un curent de apă sau aer are caracterul unei acumulări gravitaționale și este controlată de greutatea specifică (d_1) și raza particulelor (r), viscozitatea mediului (c); în cazul apei, cu o densitate (d) mai mare decît a aerului, viteza de cădere a granulelor este dată de *relația lui Stokes*:

$$v = \frac{2}{9} \cdot g \cdot r^2 \frac{d_1 - d}{c}$$

Deplasarea materialului clastic de la locul său de origine și depunerea sa într-un bazin de sedimentare conferă acestuia un caracter *alogen*. Depozitele astfel formate se caracterizează prin stratificație și sint cunoscute ca *sedimente* și *roci detritice*. Ele sint specifice domeniilor continentale (unde au evoluat în mediu fluviatil, lacustru, glaciatic și deșertic), domeniilor de tranziție (mediului deltaic) și domeniului marin (zonelor de coastă, de shelf, marginilor continentale și zonelor abisale).

Caractere diagnostic pentru sedimentele și rocile detritice:

- diversitatea mineralogică a constituenților;
- forma particulelor și dimensiunile lor specifice modului și distanțelor de transport;
- particularitățile structurii stratelor care sugerează mediile naturale în care a evoluat materialul;
- relațiile particulare dintre *granule* și *liant*.

2.1.3. PROCESE CHIMICE

La suprafața scoarței terestre sedimentarea în mediul acvatic poate avea și un caracter chimic. Atât apele continentale cit și cele lagunare sau marine reprezintă soluții naturale, cu caracter electrolitic sau coloidal, în care elementele chimice (Na, K, Ca, Mg, Sr, CO_2 , SO_4 , NO_3 etc.) își ating pragul de saturație și precipită sub formă de săruri și hidroxizi.

Ordinea generală de precipitare a sărurilor, în astfel de condiții, este invers proporțională cu ordinea lor de solubilizare: oxizi de fier, mangan, siliciu, fosfați, carbonați, sulfati (gips, anhidrit), halit, kainit, carnalit-silvină, bischofit (fig. III 6); constituenții au caracter *autigen*, iar depozitele masive, astfel acumulate, constituie *roci de precipitație chimică*. Prin termenul *evaporite* se definesc acumulările formate în bazine lagunare-evaporitice, în care concentrarea în săruri și precipitarea substanțelor s-a produs sub controlul temperaturii și în urma evaporării apei din bazin.

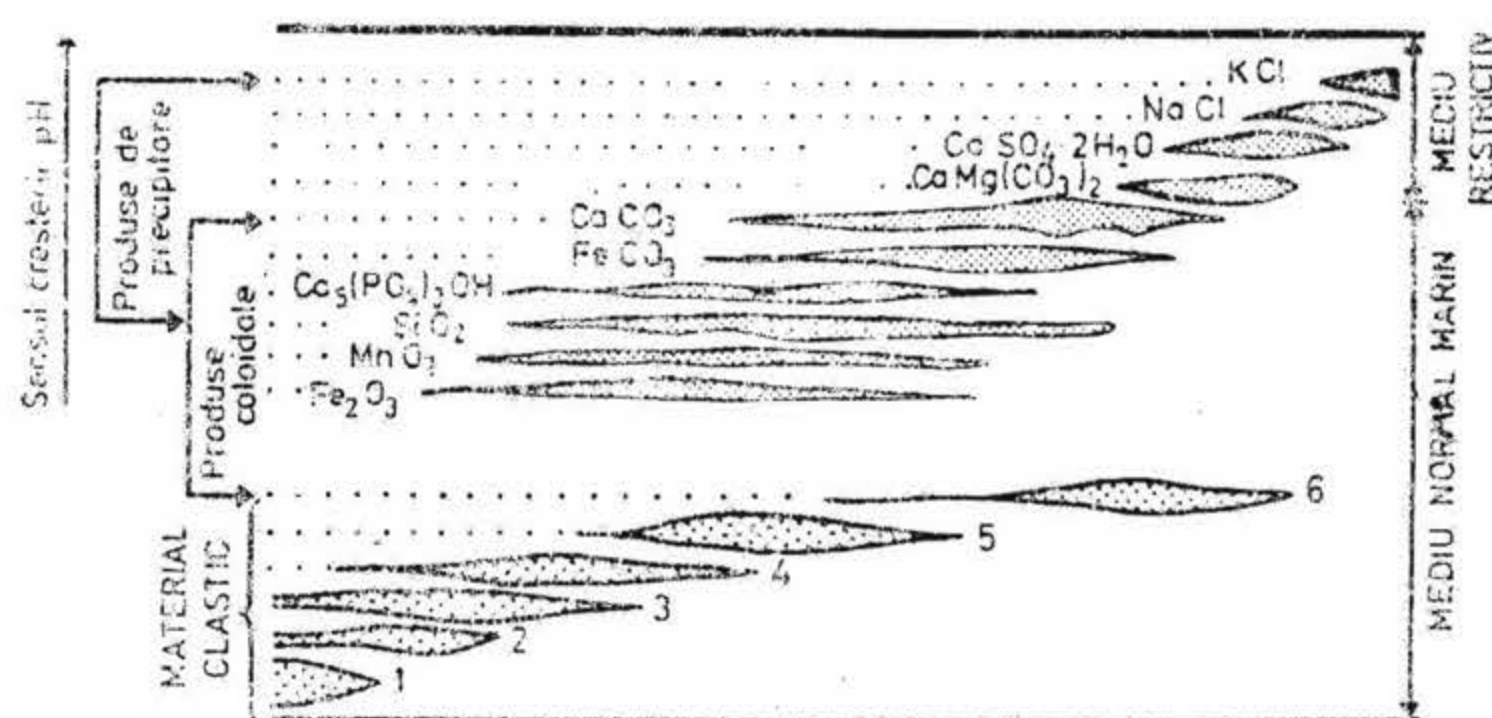


Fig. III.6. Succesiunea de precipitare a mineralelor în mediu normal marin și mediu lagunar, comparativ cu ordinea de sedimentare a materialului clastic (după Rădulescu și Anastasiu, 1979):

1 — blocuri; 2 — galeți; 3 — pietriș; 4 — nisip; 5 — aleurit; 6 — pelit.

Produsele sedimentare de natură chimică se pot recunoaște după următoarele caractere:

- compoziția mineralogică omogenă și specifică;
- aspectele reniforme, mamelonare, rubanate ale separațiilor coloidale și cristalinitatea produselor separate din soluții reale;
- lăminația specifică și stratificația paralelă și asocierea lor cu alte depozite lagunare, lacustre sau marine;
- lipsa, de cele mai multe ori, a resturilor de organisme.

2.1.4. PROCESE BIOGENE

Activitatea biotică — vegetală și animală — în cadrul ariilor continentale sau bazinelor marine a contribuit, direct sau indirect, la generarea de material sedimentar. În ariile continentale, dezvoltarea vegetației a însemnat, direct, o sursă pentru formarea cărbunilor naturali și, indirect, un regulator al conținutului de gaze din atmosferă (O_2 , CO_2). În bazinele marine și oceanice existența vieții a însemnat, prin produsele sale — părți scheletice de natură minerală și/sau substanță organică — o participare constantă și variată la procesul de sedimentare. S-au format aici sedimente și roci cu caracter organogen, *bioacumulate* (ex.: falune, lumășele etc.) sau *bioconstruite* (ex.: calcare recifale). Natura petrografică a rocilor sedimentare organogene este determinată de constituția mineralogică a bioclastelor (silice, carbonați, fosfați) și de particularitățile structurale ale acestora.

Produsele sedimentare de natură biogenă se pot recunoaște după:

- natura și morfologia bioclastelor;
- structura internă a bioclastelor;
- masivitatea depozitelor bioconstruite.

2.1.5. DIAGENEZA SEDIMENTELOR

Prin *diageneză* se definesc toate procesele fizice și chimice, inclusiv biochimice, care afectează sedimentele imediat după depunere și până în momentul litificării complete. Transformările post-depoziționale sint variate și complexe și depind de o serie de factori cum ar fi: a) adâncimea de îngropare, presiune și temperatură; b) natura chimică a soluțiilor interstițiale (compoziție, E_H , pH) și mobilitatea lor; c) alcătuirea mineralogică, structura și textura sedimentului primar. Principalele procese diagene-tice sint: *tasarea*, *dizolvarea*, *cimentarea*, *neomorfismul*, *metasomatismul* și *diferențierea diagene-tică*, *incarbonizarea* și *bituminizarea*; ele acționează asupra unui depozit sedimentar, fie simultan, fie succesiv, cu ponderi diferite în fiecare etapă, care conduce la transformarea sedimentelor în roci; după litificare rocile continuă să fie supuse modificărilor cu caracter epigenetic.

Tasarea este un proces fizic care conduce la reducerea volumului global a unui depozit sub influența propriei greutate sau a greutății depozitelor acoperitoare. *Tasarea* sau compactizarea se exprimă prin micșorarea porozității și depinde de presiunea aplicată pe unitatea de volum, de forma și dimensiunile particulelor, de natura lor mineralogică, de structura depozitului etc.

În sedimentele nesortate, prin tasare granulele pelitice, fine, devin liant (matrice) a granulelor grosiere (de nisip, pietriș).

Cimentarea constă în apariția pe cale chimică a unui liant în jurul granulelor detritice mobile și realizarea, astfel, a unei roci compacte și consolidate. Cimentul se depune din soluțiile interstițiale. Din punct de vedere mineralogic cimentul poate fi calcitic, silicios (opal sau calcedonie), fosfatic (colofan), sulfatic (gips, anhidrit), glauconitic, feruginos; el este amorf sau cristalizat și determină cu granulele aspecte structurale variate. Astfel, se vorbește de *ciment bazal* (care nu permite granulelor să se atingă între ele), *ciment de pori* (numai în spațiile interstițiale), *ciment pelicular* (învelește continuu fiecare granulă și lasă o porozitate remanentă) etc.

Neomorfismul grupează procesele diagenetice care se petrec în stare solidă și care conduc la recrystalizări, transformări polimorfe și supracreșteri de cristale, fără modificări de chimism (de ex.: trecerea micritului în sparit, a aragonitului în calcit, apariția coroanelor de cuarț secundar pe granoclaste de cuarț etc.).

Metasomatismul diagenetic (metasomatoza) conduce la înlocuirea unor constituenți primari cu unii secundari prin aport și îndepărtare de substanță. Substituția are loc prin dizolvarea mineralelor preexistente (paleosom) simultan cu precipitarea mineralelor de neoformație (neosom), fără modificări de formă și volum. Procesele de metasomatoză, afectând atât sedimente cât și roci, se recunosc prin variațiile mari de chimism pe care le provoacă; printre cele mai frecvente procese se înscriu: dolomitizarea calcarelor, silicifierea argilelor, fosfatizarea bioclastelor, piritizarea etc.

Diferențierea diagenetică este un proces postdepozițional, de concentrare a substanțelor — în stare solidă, prin difuzie și reprecipitare — în sectoarele cu cea mai mică energie liberă din cadrul unui sediment; se formează, astfel, concrețiuni, noduli, sferule de silice în calcare, de fosfați în gresii, de siderit în marne etc.

Încarbonizarea afectează substanțele vegetale și, în special, celuloza și lignina și conduce la îmbogățirea selectivă în carbon; modificările de această natură sînt progresive și conduc la formarea turbei, lignitului, cărbunelui brun, huilei și antracitului.

Bituminizarea reprezintă un proces de transformare a substanței organice de natură animală care conduce la îmbogățirea relativă în carbon și hidrogen (măturile sapropelice trec în hidrocarburi, kerogen și petrol).

2.2. CONSTITUENȚII ROCILOR SEDIMENTARE

La alcătuirea rocilor sedimentare participă patru categorii de constituenți care reflectă condițiile de formare a acestora: *c. alogeni*, *c. autigeni*, *c. organigeni* și *c. piroclastici*.

Constituenții alogeni (detritici sau epiclastici) provin din surse preexistente situate în afara bazinului de sedimentare; ei se acumulează după ce, datorită transportului și transformărilor fizico-chimice, își pierd o parte din caracterele primare și capătă trăsături noi, proprii proceselor sedimentare: fragmentare, corodare, rulare, alterare. Constituenții alogeni sînt reprezentați prin: a) minerale din fracțiunea ușoară (cuarț, feldspați, mîce, minerale argiloase etc.); b) minerale din fracțiunea grea (magnetit, granat, rutil, zircon, turmalină, disten etc.); c) fragmente litice (fragmente de roci magmatice, metamorfice și sedimentare). Ei intră în alcătuirea rocilor detritice și a unor roci argiloase.

Constituenții autigeni se formează în cadrul bazinului în care se acumulează și consolidează sedimentele, prin procese chimice, de precipitare din soluție sau de transformare a unor minerale preexistente; ei furnizează informații asupra parametrilor fizico-chimici ai mediului în care s-au format (pH , E_H , salinitate, temperatură) și asupra succesiunii de cristalizare. Din punct de vedere chimico-mineralogic constituenții autigeni cei mai răspîndiți în rocile sedimentare sînt reprezentați prin silice (opal și calcedonie), carbonați (calcit, dolomit, aragonit, siderit), sulfați (gips, anhidrit, barițină, celestină etc.), săruri haloide (halit, silvină), fosfați (colofan), oxizi și hidroxizi de Fe, Al, Mn, silicați (minerale argiloase, clorite, feldspați) și intră în constituția rocilor de precipitație chimică de tipul silicolitelor, a unor calcare, a evaporitelor, fosforitelor, depozitelor feruginoase și manganoase, a unor argile.

Constituenții organogeni sînt precipitați biochimic de către organismele vegetale și animale care secretă în timpul vieții schelete, învelișuri protectoare, camere, testuri, cochilii, spiculi de natură minerală. Acești constituenți se acumulează după moartea organismelor — ca părți întregi sau fragmente — și sînt cunoscuți sub numele *bioclaste*. Din punct de vedere mineralogic bioclastele au o natură carbonatică, silicioasă și fosfatică și intră în alcătuirea calcarelor organogene bioconstruite și bioacumulate, a silicolitelor organogene și a fosforitelor.

Constituenții piroclastici au ca sursă materialul rezultat în urma activității explozive. Acest material, fiind sedimentat, poate să genereze, în exclusivitate — *rocile piroclastice* sau să contamineze un material detritic terigen pentru a forma *roci mixte* — de tipul tufitelor. Participarea materialului piroclastic — cenușă vulcanică, lapili, blocuri — în funcție de dimensiunile sale (v. tabelul II.2) sau fragmentele clastice de sticlă, cristale și fragmente litice, în funcție de structura sa, poate fi uneori abundentă atât în roci detritice (gresii, conglomerate) cât și în argile, silicolite sau sedimente feruginoase și manganoase.

2.3. TEXTURA ȘI STRUCTURA ROCILOR SEDIMENTARE

Textura și structura sînt noțiuni care apreciază modul fizico-geometric în care se prezintă și se asociază elementele componente ale sedimentelor și rocilor, noțiuni care se referă la aspectele generale ale acestora. În domeniul formațiunilor sedimentare termenii au o semnificație — exact inversă — decît cea care se acordă în cazul rocilor magmatice și metamorfice.

2.3.1. TEXTURA

Prin textură se apreciază dimensiunile absolute și relative ale granulelor constitutive și forma acestora.

Măsurarea dimensiunilor absolute permite stabilirea de categorii (fracțiuni) granulometrice care se exprimă prin termeni diferiți pentru rocile epiclastice și pentru cele cristalizate (tabelul III.2). Astfel, în cazul rocilor detritice și al calcarelor clastice

Tabelul III.2

Categoriile texturale granulometrice ale rocilor sedimentare

Dimensiuni, mm	Unități Φ — $\log_2 D$	Categoriile texturale granulometrice		
		Roci clastice	Roci de precipitare	Roci piroclastice
64–256 16–64 4–16 2–4	(–6)–(–8) (–4)–(–6) (–2)–(–4) (–1)–(–2)	PSEFITE (RUDITE)	Macrocrystalin	Blocuri Bombe
2–1 1–0,5 0,5–0,25 0,25–0,125 0,125–0,063	(–1)–(0) 0–1 1–2 2–3 3–4	f. grosiere grosiere medii fine f. fine PSAMITE (ARENITE)	Mezocrystalin	Cenușă
0,063–0,008	4–7	ALEURITE (SILTITE)	Paucocrystalin	
0,008–0,004 <0,004	7–8 >8	PELITE (LUTITE)	Microcrystalin Criptocrystalin	

texturile se definesc prin termeni cu etimologie greacă și, respectiv, latină: *psefit* (rudit), *psamit* (arenit), *aleurit* (silt), *pelit* (lutit). În cazul rocilor cristalizate — micrite, sparite, evaporite, silicolite — dimensiunile cristalelor determină texturi care se definesc prin termenii: *cripto-*, *micro-*, *mediu-*, *larg cristalin*.

Dimensiunile relative ale granulelor și cristalelor constitutive sînt redade, pentru rocile detritice, prin *gradul de sortare* (reflectat prin valoarea abaterii standard (σ) calculată din datele unei curbe cumulative) care poate fi: *foarte bun* ($\sigma = 0,35$), *bun* ($\sigma = 0,50$), *moderat* ($\sigma = 1,00$) și *slab* ($\sigma = 2,00$) (fig. III.7), iar pentru rocile cristalizate prin termenii *echi-* și *inechicristalin*.

Forma granulelor clastice se apreciază prin termenii *angular*, *subangular*, *subrotunjit*, *rotunjit* și prin parametrii morfometrici care definesc *indicele de rotunjime* (R_o) și *indicele de sfericitate* (S_f) a granulelor respective (fig. III.8); ea reflectă gradul de prelucrare al materialului (prin transport, eroziune, diagenază).

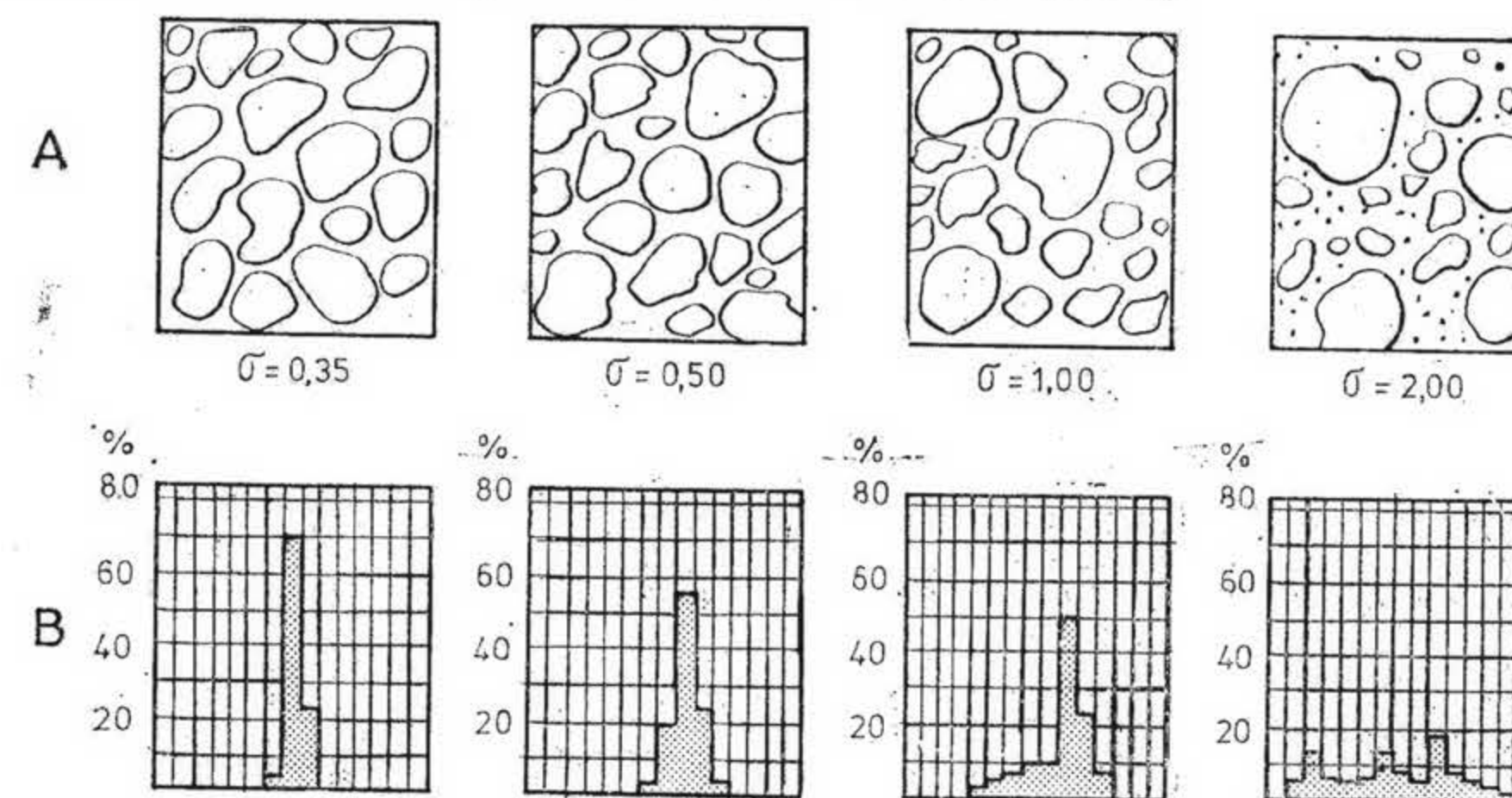


Fig. III.7. Aprecierea gradului de sortare a depozitelor detritice:

A — prin valorile abaterii standard (σ); B — prin histogramme.

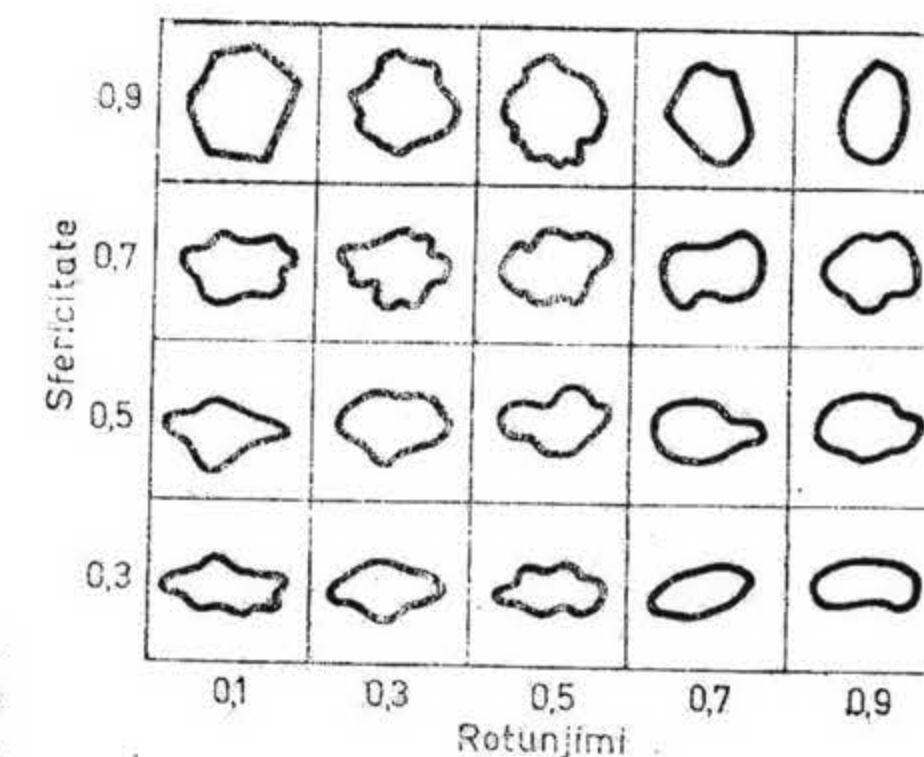


Fig. III.8. Corelația dintre indicele de sfericitate și indicele de rotunjime pentru diverse forme de granule (după Anastasiu, 1977).

Forma cristalelor este apreciată prin termenii — *euhedral* (cristale limitate de fețe cristalografice), *subhedral* (cristale parțial limitate de fețe cristalografice) și *anhedral* (cristale lipsite de conture cristalografice), iar textura agregatelor în constituția cărora intră astfel de cristale prin termenii: *idiotopie*, *lipidiotopie* și, respectiv, *xenotopie*.

2.3.2. STRUCTURA

Structura rocilor sedimentare definește aranjarea spațială a constituenților și reflectă principalele procese de formare a acestora — mecanice, chimice, organogene și diagenetice. În raport cu momentul acumulării materialului sedimentar, orice structură poate fi primară (are un caracter sindepozițional) sau poate fi secundară (postdepozițională).

Structurile mecanice, realizate prin transport și acumulare gravitațională, sînt caracteristice pentru pietrișuri, nisipuri, conglomerate, breccii, gresii, argile, calcare, clastice; ele caracterizează atât modul de organizare internă a constituenților cit și aspectele de la suprafața unor strate (fig. III.9); structurile interne au un caracter sindepozițional și sînt exprimate prin diverse tipuri de stratificație: *paralelă*, *înclinată*, *gradată*, *ritmică*; ele reflectă relațiile de grosime și de extindere dintre strate și lamine, de poziția relativă a acestora. Structurile suprafețelor de strat sînt cunoscute ca *mecanoglif* și exprimă relația dintre suprafața sedimentului și mișcarea mediului în care a fost acumulat; ele pot fi structuri *ripple-marks* (ondulații de valuri și de curenți), *turboglif* (scour marks) sau *mecanoglif de eroziune*, *mecanoglif de tirire* (tool marks) etc.

Structurile chimice interne se realizează prin procese de dizolvare și precipitare chimică; aspectele corespunzătoare unor astfel de structuri se regăsesc sub formă de *coroziuni* și *agregate de cristale*, *geode*, *concrețiuni*, *nodule* în calcare, dolomite, argile,

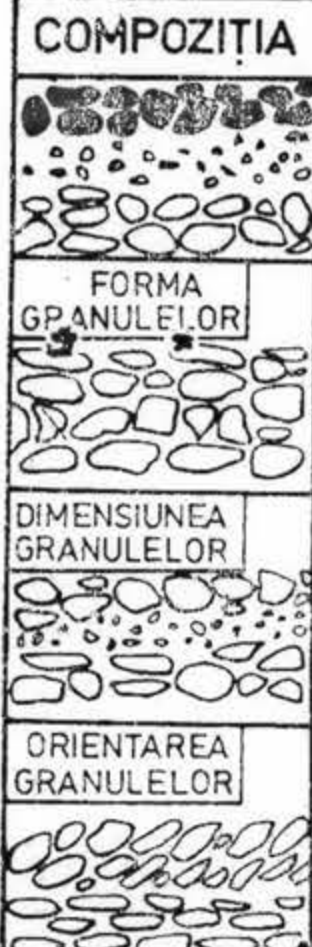
COMPOZIȚIA	GROSIMEA		STRUCTURA		
	STRAT	LAMINE	STRATIFICAȚIE	STRATE	ASOCIAȚII „BEDSETS”
	FOARTE GROS	FOARTE GROASE	4	Lamine	SIMPLE
	GROS	GROASE	3		SIMPLE
	MEDIU	MEDII	2		COMPUSE
	SUBȚIRE	SUBȚIRI	1		COMPUSE
	F. SUBȚIRE	F. SUBȚIRI	1-s lenticulară, 2-s ritmică 3-s oblică, 4-s paralelă		

Fig. III.9. Elementele fundamentale ale unui strat (după Rădulescu și Anastasiu, 1979).

șisturi silicioase, bauxite, fosforite. Pe cale chimică, la suprafața de separație dintre strate apar *chemoglif* — structuri specifice de întrepătrundere și dizolvare selectivă sub presiune (ex.: stilolite, structura con-in-con).

Structurile organogene sînt determinate de aspectele pe care le imprimă în rocă, sau la suprafața de separație a stratelor, bioclastele sau activitatea organismelor. Printre cele mai caracteristice se înscriu *structurile algale* (stromatolitele și oncolitele), *structurile coraliene*, *bioturbații* (excavații create de organisme); La suprafața stratelor se recunosc *bioglif* (urme de pași, urme de tirire, mulaje). Toate aceste structuri sînt caracteristice calcarelor bioacumulate, bioconstruite, diatomitelor, spongolitelor, fosforitelor etc.

Structurile diagenetice au întotdeauna caracter postdepozițional și constau în efecte de cristalizare și recristalizare, sau de substituție în roci de tipul calcarelor, argilelor, fosforitelor, bauxitelor etc.

În funcție de relația dintre particule și liant, rocile pot avea structuri omogene — fără distincție între aceste categorii petrografice (de ex. în loess, argile, dolomite, jaspuri) și structuri eterogene, în care particulele și liantul formează categorii petrografice evidente (ex. în conglomerate, gresii, calcare clastice, calcare alochemice etc.). Natura liantului se poate aprecia după: a) modul de formare (ciment sau matrice); b) compoziție: calcitic, silicios, feruginos, sulfatic, glauconitic etc.; c) cantitate: liant > particule în para-roci și liant < particule în orto-roci.

2.4. SISTEMATICA ROCILOR SEDIMENTARE

Datorită caracterului lor poligenetic, a compoziției mineralogice foarte diverse și a trăsăturilor texturale și structurale complexe, rocile sedimentare nu pot fi clasificate pe baza unui criteriu unitar. În stabilirea criteriilor de sistematizare se au în vedere acele caractere comune care permit generalizări și care pot conduce la semnificații genetice; este evident, însă, că un singur criteriu nu poate sta la baza separării tuturor diviziunilor sau claselor din cadrul unei clasificări. Astăzi, alături de tendința de utilizare a diverse criterii pentru stabilirea unor categorii de același grad, se pune accent și pe ordinea de aplicare a lor, pentru a se ajunge la categorii sistematice cit mai apropiate de tendințele naturale de grupare a rocilor. Se aleg criterii cantitative care, plecînd de la elemente observabile și măsurabile, să permită separarea de categorii sistematice, prin aprecieri directe a raportului procentual dintre constituenții minerali, a raportului dintre granule și liant, a dimensiunii granulelor, a frecvenței bioclastelor etc.

Astfel, *criteriul chimic-mineralogic* permite separarea unor grupări sistematice în acord cu compoziția rocilor (tabelul III.3), astfel: roci carbonatice (calcare și dolomite), roci silicioase (silicolite), roci argiloase, roci aluminoase (bauxite), roci bogate în halogenuri și sulfați (evaporite), depozite feruginoase și manganoase. Precizarea categoriilor sistematice se face în urma examenului chimic și mineralogic (microscopic); rocile menționate rezultă prin diferite procese genetice.

Criteriul textural conduce la categorii sistematice bazate pe dimensiunea granulelor sau cristalelor, ceea ce ușurează gruparea depozitelor sedimentare în acord cu tendințele naturale de acumulare sau precipitare a constituenților alogeni și, respectiv,

Tabelul III.3
Conținuturile procentuale în oxizi ale principalelor roci sedimentare (valori medii)

Oxidul	Nisipuri și gresii cuarțoase	Gresii litice	Aroaze	Graywacke	Loessuri	Argile	Calcare	Dolomite	Silicolite	Fosforite
SiO ₂	95,4	66,1	77,1	66,7	52,13—64,31	58,1	5,19	0,6	89,15	11,9
Al ₂ O ₃	1,1	8,1	8,7	13,5	8,72—5,76	15,4	0,81	1,0	3,45	1,7
Fe ₂ O ₃	0,4	3,8	1,6	1,6	4,36—5,58	4	0,54	0,58	0,58	1,1
FeO	0,2	1,4	0,7	3,5	—	2,4	—	—	2,19	30,5P ₂ O ₅
MgO	0,1	2,4	0,5	2,1	2,25—3,41	2,4	7,90	20,40	1,05	—
CaO	1,6	6,2	2,7	2,5	14,66—7,76	3,1	42,61	32,90	0,24	44,00
Na ₂ O	0,1	0,9	1,5	2,9	2,03—4,02	1,3	0,05	—	0,22	0,6
K ₂ O	0,2	1,3	2,8	2,0	1,80—2,64	3,2	0,33	—	0,53	0,5
CO ₂	1,1	5,0	3,0	1,2	10,85—5,13	2,6	41,58	45,10	0,03	2,2

autigeni. Categoriile psefit, psamit, aleurit, pelit sau micrit și sparit au la bază asemenea criterii și constituie grupări cu grad de clasă în cadrul rocilor detritice și, respectiv, carbonatice.

Criteriul structural se apropie cel mai mult de condițiile lor de geneză și permite separarea unor categorii de roci mecanice (depoziționale), evaporitice, diagenetice etc.

Clasificările actuale se bazează pe criteriul genetic și mineralogic și permit gruparea rocilor în acord cu principalele asociații litologice sedimentare și cu frecvența acestora la suprafața scoarței. Astfel, au fost separate: *roci detritice* (epiclastice), *roci argiloase*, *roci carbonatice*, *silicolite*, *fosforite*, *evaporite* și *bauxite*.

2.4.1. ROCI DETRITICE (EPICLASTICE)

Rocile detritice — foarte răspândite la suprafața scoarței — au caracterul unor depozite alcătuite din fragmente și granule alogene de natură minerală și petrografică eterogenă; materialul constituent se acumulează pe cale mecanică și se prezintă sub formă de *depozite mobile* (neconsolidate) și *depozite consolidate* (legate prin intermediul unui liant), specifice pentru variate medii de sedimentare (fluviale, lacustre, glaciare, deșertice, deltaice și marine). Clasificarea lor cea mai uzuală (tabelul III.4) are la bază criteriul textural-granulometric, în funcție de care se disting: *roci psefitice*, *psamitice*, *aleuritice* și *pelitice*.

2.4.1.1. Roci psefitice. În această categorie intră depozite mobile și consolidate formate din granule minerale și fragmente litice cu dimensiuni mai mari de 2 mm. Clasificarea lor se face în funcție de criterii variate (v. tabelul III.4).

Rocile mobile, reprezentate prin *blocuri*, *bolovănișuri* și *pietrișuri* formează depozite aluviale în lungul albiilor fluviale sau la baza falezelor înalte și conuri de grohotiș în zonele montane.

Rocile consolidate rezultă din cimentarea depozitelor mobile prin intermediul unui liant (ciment sau matrice).

— *Ortoconglomeratele* și *ortobreciile*, caracterizate prin abundența fragmentelor în raport cu liantul, se prezintă în aspecte oligomictice — cu compoziție uniformă (ex.: conglomerate cuarțoase, conglomerate calcareoase) și în aspecte polimictice. Conglomeratele polimictice se caracterizează printr-o mare varietate litologică: sint alcătuite din fragmente de roci magmatice, metamorfice și sedimentare; apar în baza unor serii detritice (*conglomerate de transgresiune*) sau la partea superioară a acestora (*c. de regresiune*). În România: în Carpații Orientali (c. de Bucegi, c. de Ciucas, c. de Ceahlău — Albion; c. de Pietricica — Miocen).

— *Paraconglomeratele* reprezintă depozite slab sortate în care liantul — o matrice argiloasă — prinde blocuri izolate de compoziție litologică variată; *tilitele* reprezintă astfel de depozite de origine glaciară.

2.4.1.2. Roci psamitice. Rocile psamitice constituie depozite terigene mobile (nisipuri) sau consolidate (gresii) alcătuite din particule cu dimensiuni cuprinse între 2 și 0,063 mm.

Nisipurile formează acumulări mobile în care fracțiunea psamitică, predominantă, are caracter oligomictic (n. cuarțoase, n. calcitice, n. glauconitice) sau polimictic (bogate în cuarț, feldspați, miche, bioclaste, minerale grele). După origine nisipurile pot fi *marine*, *fluviale* și *deșertice*.

— *Gresiile feldspatice (arcozele)* au:

F.M.: Alogen: $Q < 75\%$, $F > 25\%$, $L < 25\%$.
 Autigen: calcit, silice, feldspați, limonit.
 Liant: ciment calcitic, silicios.
 F.T.: Diam. = 2–0,25 mm, $\sigma = 1,0–0,5$; $Ro = 0,1–0,5$.

Apar ca intercalații în depozitele detritice cu caracter de molasă și se asociază cu conglomerate polimictice și argile. Sunt mai frecvente în depozitele paleozoice. În România: în Munții Apuseni, în Carpații Orientali — gresia de Siriu (Cretacic superior).

— *Gresiile litice* se definesc prin:

F.M.: Alogen: $Q < 75\%$, $L > 25\%$, $F < 25\%$.
 Autigen: pirită, clorit, calcit.
 Liant: ciment calcitic, silicios, oxidic.
 F.T.: Diam. = 0,063–2 mm, $\sigma = 0,50–1,0$; $Ro = 0,3–0,9$.

Sunt mai frecvente în formațiunile de flis și de molasă din cadrul foselor cu fundament activ. În România: în Carpații Orientali — gresia de Tarcău și gresia de Șotriș (Eocen).

— *Graywacke* este un termen utilizat astăzi pentru a desemna psamitele cu matrice. Sunt roci imature, slab sortate, formate preponderent din plagioclazi albitici și fragmente litice legate printr-o matrice argilo-cloritoasă:

F.M.: Alogen: $Q = 15–50\%$, $L = 35–40\%$, $F = 15–25\%$.
 Autigen: pirită, calcit, ankerit, clorit.
 Liant: matrice primară sau secundară = 15–40%.
 F.T.: Diam. = 0,063–2 mm, $Ro = 0,1–0,5$.

Se asociază depozitelor terigene, de geosinclinal, în care alternează cu argile și siltite sau însoțesc depozite turbiditice. În România: în Dobrogea centrală — zona șisturilor verzi (Precambrian), în Carpații Orientali — zona flisului.

2.4.1.3. **Roci aleuritice.** Aleuritele sunt roci detritice terigene, de cele mai multe ori mobile, formate din particule fine cu dimensiuni cuprinse între cele ale psamitelor și cele ale pelitelor. Depozitele mobile, relativ omogene, reprezentând acumulări de material aleuritic, constituie loess-ul și rocile loess-oide.

Loess-ul formează depozite pulverulente (prăfoase) cu aspect masiv (lipsite de stratificație și cu tendință de desprindere după plane verticale). De obicei sunt friabile, de culoare gălbuie și au o porozitate ridicată; conțin spații libere tubulare. Din punct de vedere mineralogic sunt alcătuite din cuarț (20–70%), feldspați (20–40%), miche, minerale argiloase, minerale grele, calcit (în „păpușile de loess”) etc. Formează depozite exclusiv cuaternare, de origine coliană și periglaciară, acumulate în zone submontane, pe platouri și în zone de cimpie. În România: în Cimpia Română, în Dobrogea centrală și de sud, în Platforma Moldovenească.

2.4.1.4. **Roci pelitice (argile).** Argilele sau rocile argiloase reprezintă depozite sedimentare poligenetice care au drept caracter comun alcătuirea mineralogică — sint formate, preponderent, din alumosilicați hidratați (minerale argiloase) — și dimensiunile foarte fine ale particulelor constituente — aparțin fracțiunilor pelitice cu dimensiuni cuprinse între 0,01 mm (sau 0,008 mm) și dimensiuni coloidale. Rocile argiloase apar în natură fie prin alterarea rocilor preexistente (*argile reziduale*) fie prin consolidarea unor miluri acumulate în diverse bazine de sedimentare (*argile sedimentate*). Clasificarea lor se face pe criterii mineralogice și structural-texturale (tabelul III.5 ; fig. III. 11).

Tabelul III.5

Clasificarea mineralogică și structurală a rocilor argiloase

Tipuri petrografice	Varietăți mineralogice	Varietăți structurale sau texturale
ARGILE	Argile polimictice Argile oligomictice : — Argile caolinitice — Argile montmorillonitice — Argile smectice — Argile illitice	Argile masive Argile stratificate
ARGILITE	Argile polimictice	Argile deformate (în plăci)
ROCI DE TRANZIȚIE	Varietăți silicioase : Varietăți carbonatice : — Marne — Argile calcaroase	Argile nisipoase Șisturi arenacee Calc-șisturi

Argilele polimictice sunt roci compacte, masive sau stratificate, caracterizate prin porozitate mare și permeabilitate slabă; prin umezire devin plastice. Culoarea lor, foarte variată, este condiționată de compoziție. Conțin în proporție de 40–100% un amestec de illit, clorit, montmorillonit, la care se adaugă miche, cuarț, feldspați, material organic cărbunos (în *a. cărbunoase*) și bituminos (în *a. bituminoase*); unele varietăți conțin sulfuri (*a. negre*). În România: în Carpații Orientali (zona flisului și zona miopliocenă), în Munții Apuseni, în Bazinul Transilvaniei, în Platforma Moldovenească, în Dobrogea de sud.

Argilele oligomictice conțin în proporție ridicată unul din mineralele argiloase răspândite: caolinit, montmorillonit, illit.

— *Argilele caolinitice* au o culoare albă sau cenușie și se caracterizează prin plasticitate mare, refractaritate ridicată și capacitate de absorbție și de schimb ionic moderate. În România: în Carpații Orientali (la Harghita), în Bazinul Transilvaniei (la Aghireș-Cluj), în Dobrogea de sud (la Medgidia, Defcea).

— *Argilele montmorillonitice* (sin. = *a. smectice*) au o culoare alb-gălbuie, verde-albăstrui și pot conține adesea relice de sticlă vulcanică (în *bentonite* — în Banat, la Tufări-Orșova; în Bazinul Transilvaniei, la Valea Chioarului); refractaritatea și plasticitatea lor sînt mari; unele varietăți sînt tixotrope. Capacitatea de schimb ionic și de absorbție, foarte ridicate, permit în anumite condiții gonflarea lor sau, le determină proprietăți decolorante (în *floridine*). În România: se exploatează în Pădurea Craiului (la Șuncuiș), în Țara Birsei (la Vulcan și Holbav), în Carpații Meridionali (la Schela-Viezuioi).

— *Argilele illitice* sînt roci de culoare cenușie, brună sau verzuie, cu structuri omogene și stratificate; plasticitatea este mai redusă, iar rocile nu se înmoaie în apă.

Argilitele sînt roci pelitice compacte, uneori cu stratificație clară și tendințe de a se desface în plăci; sînt roci intens diagenetizate (deshidratate și, uneori, recristalizate).

Marnele sînt roci compacte, masive sau stratificate cu culori variate: cenușiu deschis, brun, brun-gălbui, roșu; textura este pelitică fină. În constituția marnelor, alături de minerale argiloase participă: calcit, siderit, dolomit și, uneori, gips. În România: în Carpații Orientali (la Gura Beliei), Malu Roșu-Fieni, în Depresiunea Getică (la Gura Văii).

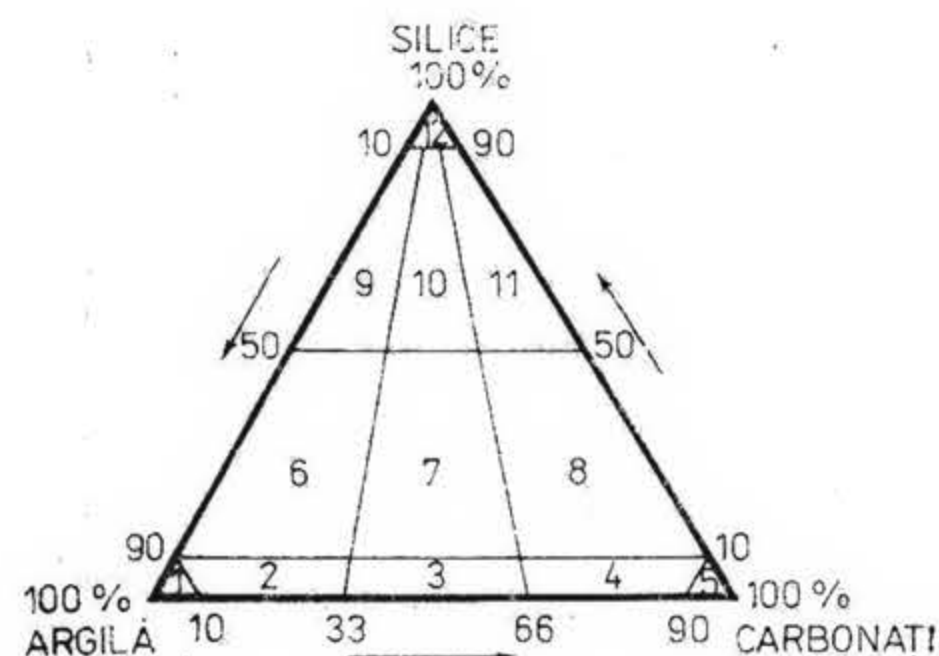


Fig. III.11. Diagramă ternară argilă-silice-carbonați; nomenclatura termenilor de tranziție (după Scolari, Lille, 1973):

1 — argilă; 2 — argilă calcaroasă; 3 — marnă;
4 — calcar argilos; 5 — calcar; 6 — argilă silicioasă;
7 — marnă silicioasă; 8 — calcar silicios; 9 — silicolit argilos; 10 — silicolit marnos; 11 — silicolit calcaros; 12 — silicolit.

2.4.2. ROCI CARBONATICE

Rocile sedimentare carbonatice formează asociații naturale alcătuite preponderent din calcit, aragonit (în calcare) și/sau dolomit (în dolomite) și constituie depozite poligenetice cu o largă complexitate structurală și texturală.

2.4.2.1. **Calcare.** Formarea mineralelor carbonatice în domeniul sedimentar este controlată de procese de precipitare chimică și biochimică, și de procese de acumulare mecanică care determină posibilitatea de grupare a calcarelor în trei categorii genetice: a) calcare de precipitare, b) calcare organogene și c) calcare clastice (tabelul III.6).

a) *Calcarele de precipitare anorganogenă* se formează în domeniul marin și în domeniul continental și îmbracă variate aspecte structurale. În domeniul marin:

Calcarele granulare omogene, cunoscute sub numele *micrite* — dacă au cristalele de calcit sub 4 microni — și *sparite* — dacă au cristalele de calcit cu dimensiuni mai mari de 4 microni.

Calcare alochemice formate din corpusculi carbonatici (intraclaste, oolite, pelete etc.) și un liant care poate fi micritic sau sparitic. Nomenclatura calcarelor alochemice (v. tabelul III.6) reflectă relațiile dintre constituenți. Ele sînt caracteristice zonelor de platformă, în care apar alături de fosforite și gresii cuarțoase. În România: în Dobrogea de sud, în Munții Apuseni (la Moneasa și Vașcău), în Carpații Meridionali (la Mateias).

În domeniul continental precipitarea CaCO_3 din izvoare sau ape de infiltrație conduce la formarea *sinterelor*, *travertinurilor* (în România: la Borsec, Cărpiniș, Banpotoc), a crustelor calcaroase și a depunerilor de *speleotheme* (stalactite și stalagmite).

b) *Calcarele organogene* (biogene) sînt roci formate preponderent sau exclusiv din testuri și schelete de organisme, întregi sau fragmentate, și cele reprezentînd depozite rezultate prin activitatea vitală a organismelor. Pe baza acestui criteriu se separă: calcarele bioconstruite și calcarele bioacumulate.

Calcarele bioconstruite (sin. = *biolitite*) sînt roci cu structură complexă, alcătuite dintr-un cadru scheletic colonial și din materialul sedimentar de umplutură din spațiile interscheletice. Ele reprezintă produsele activității coralilor (*c. coraligene*), algelor (*c. algale*) și briozoarelor. Printr-un termen general sînt cunoscute drept *calcare recifale*; se prezintă ca roci masive, coerente, cu porozitate accentuată, uneori cu structuri laminare. În România: în Carpații Orientali (în Hăghimaș și Cheile Bicazului), în Carpații Meridionali (în Valea Cernei), în Dobrogea centrală (zona Casimcea).

Calcarele bioacumulate (sin. = *biomicrite*, *biosparite*, *c. scheletale*) sînt formate preponderent sau exclusiv din fragmente sau testuri și schelete întregi care aparțin unor organisme sedentare, bentonice sau pelagice (de ex.: formainifere, brachiopode, ostracode, lamelibranchiate, echinide etc. Acumulările mobile constituie *falune*, iar cele cimentate, *lumașele*. Constituenții alogeni (granule detritice de cuarț și minerale grele) sînt subordonate. Liantul poate fi micritic sau sparitic. În România: în Carpații Meridionali (la Albești), în Dobrogea (la Lespezi), în Platforma Moldovenească.

c. *Calcarele clastice* (sin. = *c. mecanice*, *c. alohtone*) sînt roci formate din mai mult de 50% fragmente calcaroase (extraclaste sau litoclaste) de diverse dimensiuni și origini, provenite prin acumulare mecanică și legate prin intermediul unui liant. Clasificarea lor se bazează pe criteriul granulometric, folosindu-se, ca limite de dimensiuni între clase, aceleași valori care se aplică și la rocile detritice (v. tabelul III.1). Terminologia folosită are la bază etimologia latină (rudit, arenit, silt, lutit) și reflectă predominarea categoriei respective în cadrul rocilor, de ex.: *calcirudit*, *calcarenit*, *calcisiltit*, *calcilutit*. În România: în Banat (calcarele de Brădet și Marila), în Dobrogea de nord (bazinul Babadag.)

Tabelul III.6

Clasificarea rocilor carbonatice

Criteriul de clasificare	Structura	Textura dimensiuni, — categorii (mm)	Categorii petrografice	
			CALCARE	DOLOMITE
Natura carbonaților cal- cit/dolomit				DOLOMICRITE DOLOSPARITE
Omogenitatea	Omogenă	<0,004 — cirtocrystalin >0,004 — micro- larg cristalin		
Constituenții carbonatici: a) alocheme (în liant micritic sau sparitic)	— intraclaste — oolide — pelete — lumpuri		CALCAR INTRACLASTIC (intramicrit, intrasparit) CALCAR OOIDIC (oomicrit, oosparit) CALCAR PELETAL (pelmicrit, pelisparit) CALCAR LUMPAL	
b) bioclaste	organogenă colonială solitară		CALCAR BIOCONSTRUIT (c. algal, c. coraligen) CALCAR BIOACUMULAT	
c) litoclaste	mecanică clastică	>2 2—0,063 0,063—0,008 <0,008	CALCIRUDIT CALCARENIT CALCISILTIT CALCILUTIT	

2.4.2.2. **Dolomite.** Dolomitele sînt roci sedimentare carbonatice, cristalizate, formate din mai mult de 50% dolomit $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ (fig. III.12). Ele se aseamănă cu calcarele, de care se deosebesc foarte greu macroscopic. Cristalinitatea este variată — de la texturi afanitice în *dolomicrite*, la texturi larg cristaline în *dolosparite*. Se întîlnesc

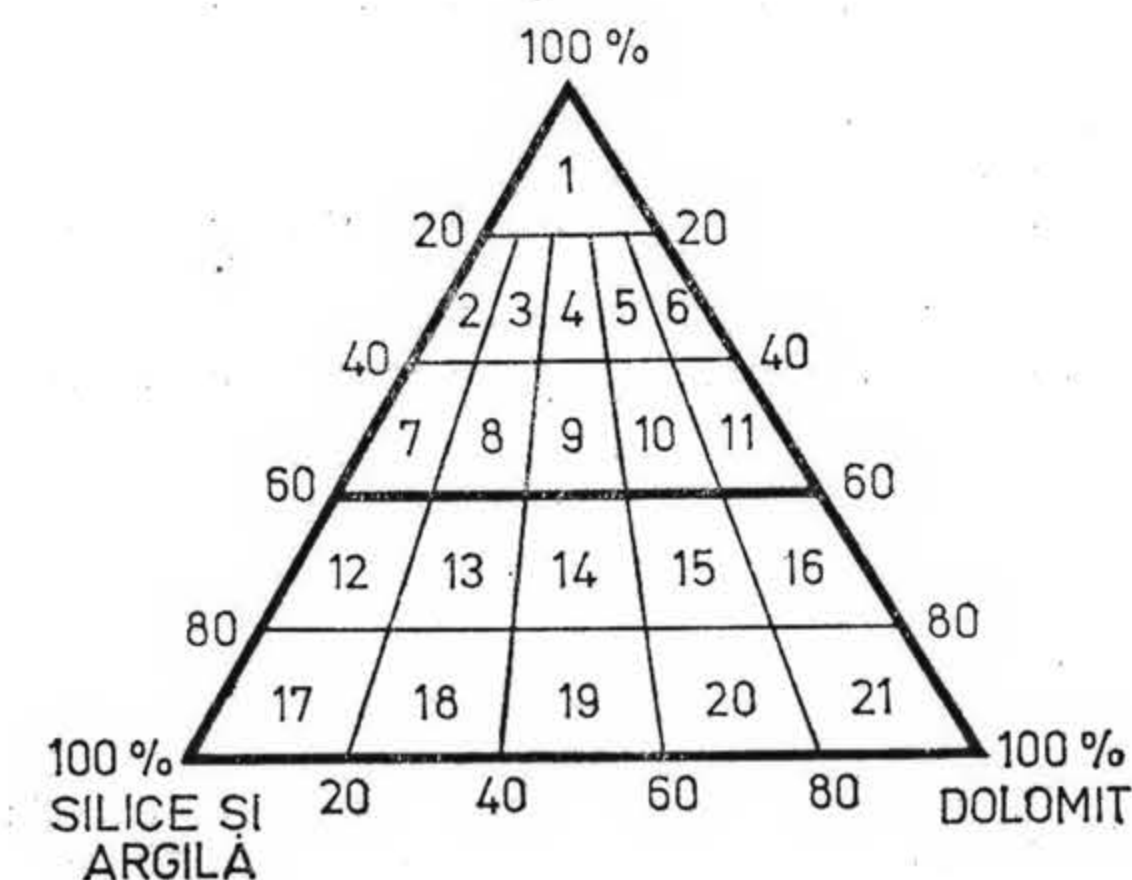


Fig. III.12. Diagramă ternară calcit-dolomit-silice pentru aprecierea conținuturilor în termeni de tranziție calcar-dolomit-argilă:

1 — calcar; 2, 3 — calcar slab argilos; 4, 5 — calcar slab argilos dolomitic; 6 — calcar slab dolomitic; 7, 8 — calcar argilos; 9, 10 — calcar argilos dolomitic; 11 — calcar dolomitic.

n bancuri compacte, cu urme de stratificație și lipsite de faună (*d. primare*) sau, adesea, masive, cavernoase, afectate de fisuri și cu relice de organisme (*d. secundare* sau diagenetice). În România: în Carpații Orientali (la Pojorita și în Hăghimaș), în Munții Apuseni (Pădurea Craiului), în Dobrogea centrală (la Ovidiu).

2.4.3. SILICOLITE

Silicolitele sînt roci sedimentare formate preponderent din silice amorfă, criptocrystalină și/sau cuarț care îmbracă forme de strate (s. stratiforme) sau de mase neregulate, nodulare sau concreționare (accidente silicioase); textura lor este, frecvent, microcristalină.

Silicolitele stratiforme au un caracter organogen sau reprezintă produse de precipitație și diagenază. În funcție de natura organismelor care intră în alcătuirea lor, se disting:

— *diatomite* — roci ușoare, poroase, de culoare albă, formate preponderent din frustule de *diatomee*. În România: în Carpații Orientali (la Pătirlagele), în Munții Apuseni (la Minișul de Sus), în Dobrogea de sud (la Adamclisi);

— *radiolarite* — roci compacte dure, de culori variate, formate preponderent din testuri de *radiolari*. În România: în Carpații Orientali (la Vama Strunga), în Munții Apuseni (la Cheile Turzii);

— *spongolite* — roci omogene, compacte și dure, de culoare cenușie sau brună, formate preponderent din spiculi de *spongieri*. Prin diagenеза radiolaritelor se formează *jaspurile* — silicolite stratiforme compacte, fie granulare cu impurități argiloase, oxizi de fier și granule detritice.

Accidentele silicioase (*chert-uri* în lb. engl.) se dezvoltă în calcare, argile, roci detritice, evaporite prin procese diagenetice, de concreționare sau recristalizare și reprecipitare a silicii (opal sau calcedonic). Ele prezintă forme nodulare, oolitice, care formează corp comun cu roca gazdă (de ex.: *chaille* în calcare) sau se detașează ușor de aceasta (de ex. *silex*). *Menilitele* reprezintă concentrații de silice (opal brun roșcat, galben) interstratificate în masa unor argile sau marne bogate în substanță organică (în special bitum).

2.4.4. FOSFORITE

Fosforitele sînt roci sedimentare constituite în principal din fosfați de calciu și al căror conținut de P_2O_5 este mai mare de 5%. Acumulările de fosfați îmbracă forme foarte diverse și rezultă prin procese chimice, organogene și diagenetice. La baza clasificării lor stau criterii morfologice, genetice și structurale. Cele mai răspindite tipuri sînt:

Fosforitele concreționare (nodulare, oolitice sau peletale) de origine chimică și diagenetică, asociate cu calcare și argile (în Dobrogea de sud).

Fosforitele stratiforme se prezintă ca depozite clastice, stratificate, bogate în granule sau ciment fosfatic și sub formă de brecii de oase, bogate în oase, dinți de pești, vertebre, coprolite, opal, calcit (în Munții Apuseni, Bazinul Hațeg). *Guano* constituie un sediment format din acumulări de excremente și oase de vertebre în arii continentale (zone insulare și mediul speleean — aici cunoscut sub numele *cheiropterit* — peștera Cioclovina).

2.4.5. BAUXITE

Bauxitele (sin. = alite) reprezintă produse de alterație lateritică formate preponderent din hidroxizi de aluminiu (hidrargilit — $Al(OH)_3$ —, diaspor — $AlO \cdot OH$ —, boehmit — $AlO \cdot OH$) și, subordonat, din hematit, goethit, lepidocrocit și minerale argiloase (fig. II-13). Ele formează depozite stratiforme, lenticulare sau sub formă de pungi, în care rocile pot fi masive, compacte și dure sau friabile și pămîtoase. Culoarea lor este frecvent roșie, brună, cenușiu-verzuie și mai rar albă, galbenă. Aspectele texturale, foarte variate, sînt date de corpusculi de diferite forme și origini (oolite, pisolite, concrețiuni). Structurile, care pot fi — relice sau de precipitație — evidențiază originea lor.

Bauxitele reziduale se formează pe seama rocilor magmatice feldspatice (granite, sienite), a rocilor metamorfice (gnaise) și a unor roci sedimentare (calcare, gresii).

Bauxitele sedimentate se asociază cu formațiuni de platformă și de geosinclinal.

Bauxitele reprezintă principala resursă pentru extracția aluminiului. În România se exploatează în Munții Bihor și Pădurea Craiului (Roșia, 10 Hotare) și în Bazinul Hațeg (Ohaba).

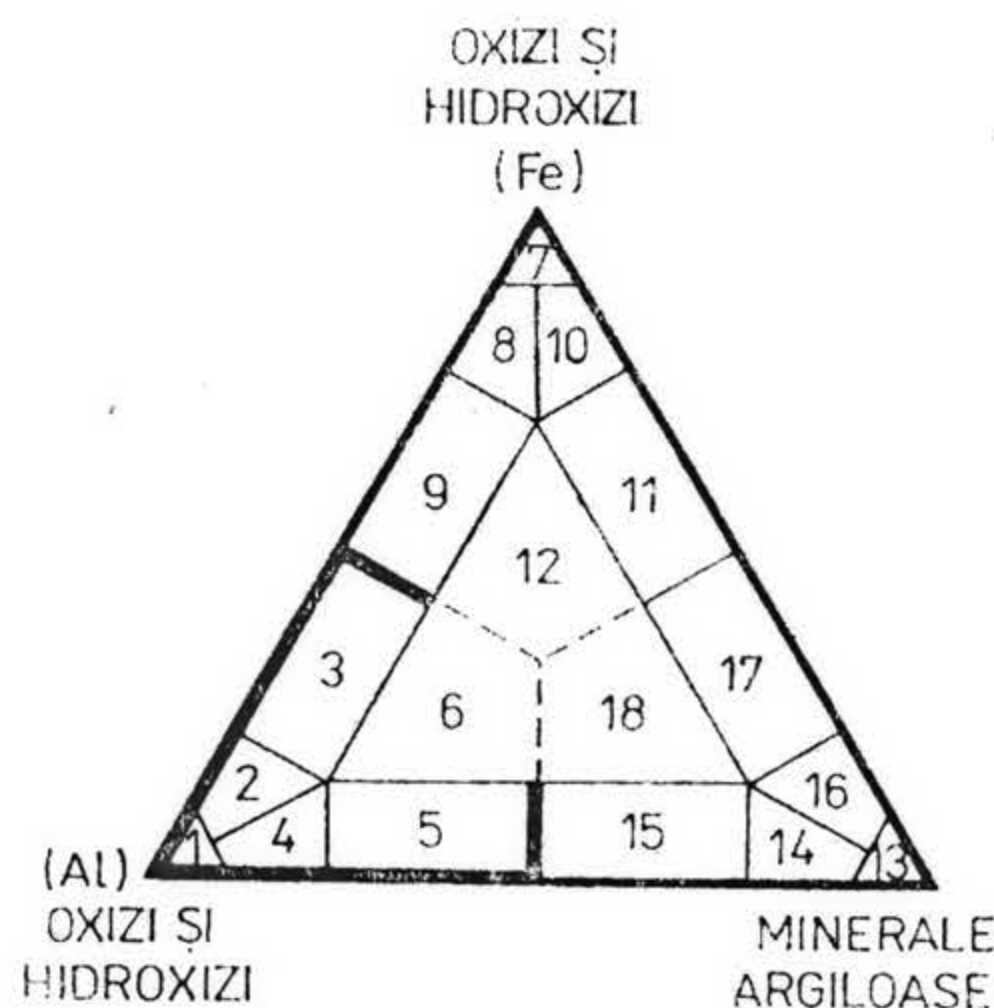


Fig. III.13. Diagramă ternară pentru determinarea tipurilor mineralogice de bauxită (după Valetton, 1972):

1 — bauxită; 2 — bauxită bogată în Fe; 3 — bauxită feruginoasă; 4 — bauxită bogată în siliciu; 5 — bauxită argilooasă; 6 — bauxită argilooasă bogată în Fe; 7 — ferilit; 8 — ferilit bogat în aluminiu; 9 — ferilit bauxitic; 10 — ferilit bogat în siliciu; 11 — ferilit argilos; 12 — ferilit argilo-bauxitic; 13 — argilă; 14 — argilă bogată în aluminiu; 15 — argilă bauxitică; 16 — argilă bogată în Fe; 17 — argilă feruginoasă; 18 — argilă bauxito-feruginoasă.

2.4.6. ROCI PIROCLASTICE

Rocile piroclastice reprezintă produse ale activității vulcanice explozive, depuse prin acțiune gravitațională în diverse medii de sedimentare. Ele se prezintă sub forma unor acumulări de cristale sau fragmente clastice mobile, neconsolidate — *tephra* — sau sub formă de depozite stratiforme, consolidate, de multe ori intercalate în formațiuni sedimentare.

Clasificarea rocilor piroclastice (tabelul III.7) se face în funcție de criterii variate; gradul de consolidare, textură-granulometrie, componenți mineralogici (raportul sticlă: cristale: fragmente litice) și natura petrografică a lavelor pulverizate (riolitică, dacitică etc.).

Tabelul III.7

Criterii pentru determinarea rocilor piroclastice

Elementul urmărit	Elementul determinat	Tipuri petrografice
1. Gradul de consolidare	Depozit mobil	TEPHRA
	Depozit cimentat	ROCI PIRO-CLASTICE
2. Textură Granulometrie	> 32(64) mm	Blocuri Bombe
	32—4(64—2) mm	Lapili Scorii
	< 4(2) mm	Cenușă
3. Componenți mineralogici 3a. Sticlă (S) Cristale (C) Fragmente litice (F) și raportul % dintre ele	S C F	Vitroclastic Cristaloclastic Litoclastic
3b. [Minerale salice] Cuarț (Q), Feldspati potasici (F _K) Plagioclazi (P _{0-2An}) 3c. [Minerale femice] Biotit (Bi), Hornblendă (Hb) Piroxeni (Px), Olivină (Ol)	Q, F _K , P ₀₋₂₀ (± Bi)	Riolitic
	Q, P ₀₋₃₀ , F _K (± Bi) (± Hb)	Dacitic
	P ₀₋₃₀ , F _K (± Px)	Trahitic
	P ₂₀₋₇₀ , Hb, Px	Andezitic
	P ₅₀₋₇₀ , Px, Ol (± Hb)	Bazaltic
	F _K , P ₀₋₃₀ , Foide	Fonolitic

3. METAMORFISM ȘI ROCI METAMORFICE

3.1. METAMORFISMUL

3.1.1. DEFINIREA METAMORFISMULUI

Metamorfismul reprezintă transformarea în stare solidă a rocilor magmatice și sedimentare, în condițiile unor temperaturi și / sau presiuni relativ înalte. Uneori, transformările constau exclusiv într-o modificare a structurii (texturii) rocii inițiale, fără modificarea compoziției minerale. Ele se realizează fie prin deformări plastice și rupturale, fie prin recrystalizări simple. Recrystalizarea calcarelor sedimentare în procesul de formare a marmurelor este cel mai elocvent exemplu al acestor tipuri de transformări metamorfice. De obicei, însă, transformarea metamorfică constă în schimbarea compoziției minerale, fie ca urmare a transformărilor polimorfe, fie prin reacții chimice dintre mineralele inițiale. Simultan cu schimbarea compoziției minerale are loc și o modificare a structurii rocii, iar această transformare constituie *recrystalizarea metamorfică* în sens larg. Ca exemplu poate servi transformarea marelor (formate din carbonați și minerale argiloase) în amfibolite (formate din hornblendă verde și plagioclaz).

De cele mai multe ori, în timpul recrystalizării metamorfice, chimismul global al rocii rămâne același (metamorfism izochimic), însă, uneori recrystalizarea este însoțită de aport și eliminare de substanță, astfel că, în locul rocilor inițiale, apar alte roci, cu un chimism parțial sau total diferit. Acest proces metamorfic, de schimbare a chimismului rocilor solide, se numește *metasomatism*.

3.1.2. FACTORII METAMORFISMULUI

Principalii factori care determină metamorfismul sînt *variațiile de temperatură, presiune litostatică, stress și presiunile parțiale ale diversilor componenți volatili*, în special H₂O și CO₂.

În general, *creșterea temperaturii* atrage după sine o transformare a rocilor în sensul creșterii entropiei sistemului mineral, fapt care se realizează cel mai adesea prin reacții de deshidratare (ca de exemplu: muscovit → feldspat potasic + corindon + H₂O), reacții de descompunere a carbonaților (de pildă: calcit + cuarț → wollastonit + CO₂) și alte reacții, prin care se eliberează faze gazoase, cu entropii mari. Solubilizarea reciprocă a mineralelor inițiale, cu chimism simplu, pentru a forma faze solide mixte, este, de asemenea, o altă cale de realizare a stărilor cu entropii mari. De pildă, prin încălzire, albitul și microclinul din concreșterile perititice se amestecă (devin miscibile), formînd o fază omogenă, respectiv anortoză. *Micșorarea temperaturii* atrage după sine transformări cu sensuri contrare: hidratare, carbonatări, exsoluții ale cristalelor mixte (dezamestecuri) etc. Adaptarea metamorfică a rocilor în sensul creșterii temperaturii se numește metamorfism progresiv, iar adaptarea în sens invers se numește metamorfism regresiv (sau retro-morfism).

Creșterea presiunii litostatice conduce la adaptarea rocilor în sensul micșorării volumelor (sau creșterii densității) rocilor; și invers, în cazul micșorării presiunii.

Stressul acționează într-un mod similar, numai că variațiile de stress generează în roci tensiuni care conduc, cel mai adesea, la deformări plastice și rupturale ale cristalelor, precum și la o deplasare relativă a cristalelor sau fragmentelor de cristale, fie prin ampla translație într-un plan de forfecare, fie prin rotiri. Din punct de vedere fizic, deformarea rocilor este un proces distructiv, însă, pe de altă parte, deformarea este un excelent agent catalitic al reacțiilor chimice dintre minerale în metamorfism. De aceea, adaptarea mineralogică a rocilor la variațiile de temperatură și presiune este mai rapidă în prezența stressului, decît în lipsa acestuia.

În ce privește *presiunile parțiale ale vaporilor* H_2O și CO_2 , trebuie subliniat că ele sînt mărimi relativ independente față de presiunea litostatică și stress, depinzînd de concentrația H_2O și CO_2 în faza gazoasă și de permeabilitatea rocii. Presiunea parțială a apei este principalul factor regulator al temperaturii de deshidratare (sau hidratare) a mineralelor, iar presiunea parțială a CO_2 condiționează temperaturile reacțiilor care implică mineralele din grupul carbonatilor. În principiu, la presiuni mici, temperaturile de deshidratare și cele de carbonatare sînt foarte apropiate de temperatura camerei, însă ele cresc rapid cu presiunile parțiale ale H_2O și CO_2 , ajungînd la valori de ordinul a 500–700°C cînd P_{H_2O} și P_{CO_2} depășesc 4–5 kbar.

3.1.3. GRADAREA METAMORFISMULUI

Intervalul termic în care au loc transformările metamorfice oscilează între aproximativ 200°C și temperaturile de topire ale rocilor (minima fiind de circa 680°C). Adaptrările metamorfice care au loc într-un interval termic bine definit reprezintă așa-numitul *grad termic de metamorfism* sau, pe scurt, *grad de metamorfism*. Convențional, sînt separate cîteva grade de metamorfism:

- grad foarte scăzut (între aprox. 200–300°C);
- grad scăzut (între aprox. 300–500°C);
- grad mediu (între aprox. 500–600°C);
- grad înalt (peste 600°C).

Acste temperaturi sînt marcate, în general, de domeniile termice de stabilitate ale unor minerale sau asociații de minerale. De pildă, gradul scăzut de metamorfism coincide aproximativ cu domeniul termic de stabilitate al asociației minerale albit-epidot-clorit, specifică șisturilor verzi. Însă limitele termice de stabilitate sînt funcție de presiunea litostatică și de presiunile parțiale ale H_2O , CO_2 etc. și, de aceea, nu trebuie luate drept constante ale metamorfismului.

Intervalul baric în care se desfășoară metamorfismul este mult mai larg decît cel termic, oscilînd de la cîteva bari pînă la valori care depășesc zece kbari. De aceea, condiția barică de metamorfism se poate și ea subdivide în grade barice de metamorfism:

- metamorfism de presiune scăzută;
- metamorfism de presiune medie;
- metamorfism de presiune înaltă și foarte înaltă.

Experimental, s-a demonstrat că o anumită rocă metamorfică — caracterizată printr-o anumită asociație minerală — își păstrează stabilitatea chimică într-un interval de temperatură și presiune relativ îngust. Pe această bază, domeniul termo-baric relativ larg al metamorfismului a putut fi împărțit în subdomenii (cîmpuri de stabilitate), care conturează condițiile de stabilitate chimică ale anumitor roci. Totalitatea rocilor metamorfice cu același cîmp de stabilitate reprezintă un *facies metamorfic*. Subdomeniile în care este divizat intervalul termo-baric al metamorfismului pot fi deci considerate *cîmpuri ale*

faciesurilor metamorfice. (Denumirea unui astfel de cîmp este dată de roca sau asociația minerală — cea mai reprezentativă a faciesului).

În decursul timpului au fost propuse mai multe faciesuri metamorfice (respectiv mai multe cîmpuri de facies), însă doar cîteva au o accepție mai generală, ele fiind redată în fig. III. 14.

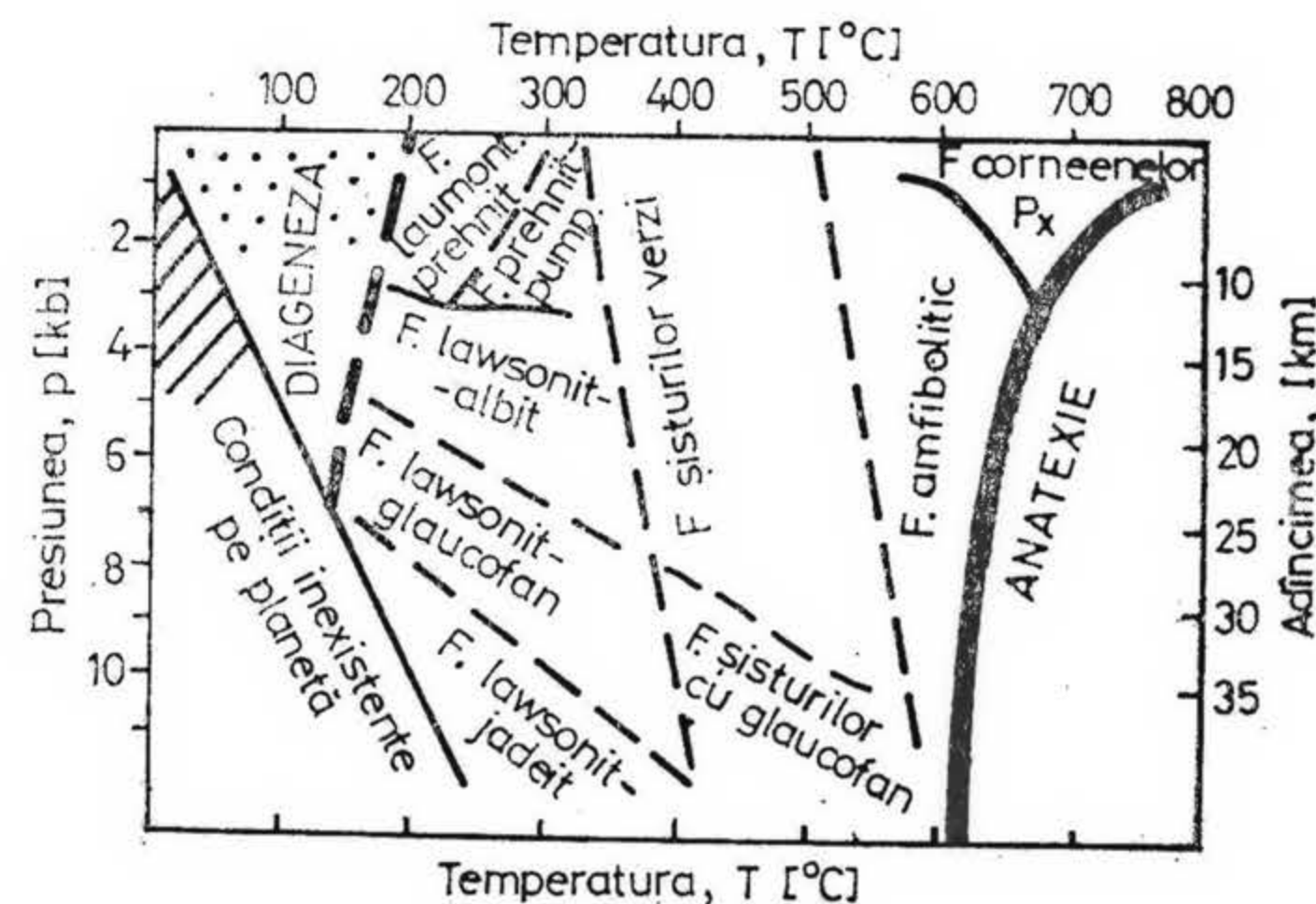


Fig. III.14. Cîmpurile termo-barice ale principalelor faciesuri metamorfice.

3.1.4. CONDIȚIILE GEOLOGICE ALE METAMORFISMULUI

În crusta terestră, rocile metamorfice apar uneori localizate în spații relativ mici, circumscrise la condiții geologice bine definite. Alteori, rocile metamorfice ocupă spații imense. De aceea, din motive practice de teren, metamorfismul se poate clasifica, pe criteriul ocurenței, în două tipuri:

- metamorfism local (restrîns la spații relativ mici);
- metamorfism regional (care se desfășoară în spații geologice foarte mari).

Metamorfismul local apare cel mai adesea în două ipostaze a) metamorfism de contact; b) metamorfism cataclastic (dinamic).

— *Metamorfismul de contact* se realizează în rocile din jurul corpurilor magmatice (în aureola de contact), factorul principal — sau exclusiv — al metamorfismului fiind creșterea locală a temperaturii rocilor, la contactul cu corpurile magmatice. Stressul lipsește practic și deci deformarea este inexistentă. Cu alte cuvinte, metamorfismul de contact este *static*, consecință fiind formarea unor roci metamorfice fără șistozitate, numite în general *corneene*.

— *Metamorfismul cataclastic* este limitat la zona din imediata vecinătate a fracturilor din scoarță, factorul hotărîtor al metamorfismului fiind stressul de forfecare. Variațiile de temperatură, cauzate de frecare, sînt accidentale, relativ mici și de aceea

neglijabile. Procesul dominant este cataclazarea (sfărîmarea, ruperea) cristalelor, care poate fi dusă pînă la măcinarea (milonitizarea) completă a rocilor, fără o schimbare sensibilă a compoziției minerale.

Metamorfismul regional apare și el sub două aspecte: *static* și *dinamic* (dinamotermic).

Metamorfismul regional static (fără deformarea mecanică a rocilor) se manifestă cel mai adesea ca metamorfism de îngropare. El are loc în acele regiuni ale Pămîntului cu subsidență accentuată, unde, într-un interval scurt de timp, s-au acumulat pachete groase de roci vulcanice, singure sau interstratificate cu tufuri și roci sedimentare. În general, metamorfismul de îngropare afectează cu predilecție rocile vulcanice și tufurile vulcanice, schimbîndu-le compoziția minerală, dar nu și structurile primare specifice magmatice. Faptul se datorește inexistenței stressului, factorii esențiali fiind presiunea litostatică și temperatura (care cresc simultan cu îngroparea). Tot static este și metamorfismul regional care se manifestă pe fundurile oceanice, de o parte și alta a zonelor de rift. Aici, metamorfismul este de grad slab, afectînd cu precădere rocile magmatice bazice, schimbîndu-le compoziția mineralogică, dar conservîndu-le în cea mai mare parte structurile magmatice specifice.

Metamorfismul regional dinamotermic — sau *metamorfismul regional propriu-zis* — este fără îndoială cel mai extins în scoarța terestră (Toate rădăcinile catenelor orogenice au fost afectate de acest tip de metamorfism). Aici acționează toți factorii metamorfismului, dar cei mai eficienți sînt variațiile de temperatură, presiune și stress. Trăsătura specifică a acestui metamorfism este aceea că adaptarea mineralogică a rocilor la variațiile termice și barice se face pe un fond dinamic, care presupune deformări plastice și rupturale la nivelul cristalelor, translații și rotații ale acestora, consecința fiind realizarea unor roci cu evidentă orientare a cristalelor tabulare și prismatice. De aceea, spre deosebire de rocile metamorfismului de contact și cele rezultate prin metamorfismul de îngropare, rocile metamorfismului regional dinamotermic au o șistozitate frapantă, fiind numite *șisturi cristaline*.

La începutul secolului, se admitea că cei trei factori esențiali ai metamorfismului regional — temperatura, presiunea litostatică și stressul — variază corelat, fiind funcție riguroasă de adîncime: temperatura și presiunea litostatică sînt crescătoare cu adîncimea, iar stressul scade. Plecîndu-se de la această imagine, domeniul metamorfismului regional s-a subdivizat în trei zone suprapuse: *epizona* (zona adîncimilor mici — cu stress puternic, temperaturi și presiuni mici), *mezozona* (zona de mijloc — cu stress mediu, temperatură și presiune moderate) și *katazona* (zonă de mare adîncime — cu temperaturi și presiuni mari, dar cu stressuri foarte slabe). Rocile corepunzătoare celor trei zone au fost numite *șisturi cristaline epizonale, mezozonale și kazonale*.

Clasificarea metamorfismului regional în zone de adîncime (epizonă, mezozonă și kazonă) s-a bucurat de o mare popularitate. Cu toate acestea, treptat, ea a fost abandonată, avîndu-se în vedere că cei mai importanți factori ai metamorfismului regional — temperatura și stressul — nu sînt o funcție riguroasă de adîncime.

3.2. ROCI METAMORFICE

3.2.1. COMPOZIȚIA CHIMICĂ A ROCILOR METAMORFICE

Din punct de vedere chimic, rocile metamorfice sînt foarte diferite, putînd avea compoziția oricărei roci magmatice sau sedimentare. De aceea, pe baza chimismului global, rocile metamorfice pot fi împărțite în numeroase clase: acide, bazice, ultrabazice etc. —

după modelul rocilor magmatice, sau: aluminoase (argiloase), carbonatice, oxidice etc. — după modelul rocilor sedimentare. De remarcat însă este faptul că la același chimism global, corespund adesea două sau mai multe roci metamorfice, cu compoziție minerală diferită. De exemplu, la același chimism bazic, pot corespunde șisturile verzi, amfibolitele, eclogitele și unele granulite piroxenice, roci cu compoziție minerală diferită. Datorită acestui fapt, se obișnuiește ca rocile metamorfice să fie grupate în serii izochimice, fiecare serie grupînd toate rocile metamorfice cu același chimism global, dar cu asociații minerale diferite. Rocile uneia și aceleiași serii izochimice se deosebesc unele de altele prin gradul de metamorfism, aparținînd la faciesuri metamorfice diferite.

3.2.2. COMPOZIȚIA MINERALOGICĂ A ROCILOR METAMORFICE

Compoziția mineralogică a rocilor metamorfice este condiționată de doi factori: *chimismul global* și *gradul de metamorfism*. Pentru rocile metamorfice care au atins stabilitatea termodinamică, relația dintre chimismul global și compoziția minerală este controlată de regula fazelor mineralogice a lui *Goldschmidt*:

$$f \leq C,$$

unde: f este numărul fazelor minerale (numărul mineralelor din rocă), iar C — numărul componentelor din rocă. Asociația minerală care se supune acestei reguli se numește *parageneză metamorfică*. Mineralele unei paragenze metamorfice date au atins echilibrul chimic și deci ele nu pot reacționa între ele, atîta timp cît se găsesc în cîmpul termodinamic de stabilitate al paragenzei.

Schimbarea condiției fizice a metamorfismului poate duce la scoaterea paragenzelor din cîmpul lor de stabilitate. Aceasta face ca mineralele unei paragenze să intre în reacții reciproce și să formeze o nouă asociație minerală. De aceea, la grade de metamorfism diferite, pentru același chimism global, corespund compoziții minerale diferite.

3.2.3. STRUCTURA ȘI TEXTURA ROCILOR METAMORFICE

Creșterea cristalelor în stare solidă este numită *blasteză*. Dacă blasteza se realizează în lipsa deformării rocii, ea se numește *statică*, iar dacă are loc sincron cu deformarea, se numește *sincinematică* (sau *dinamică*). Ca rezultat al blastezei statice sau dinamice, structurile inițiale ale rocilor premetamorfice sînt șterse parțial sau integral, apărînd structuri noi, specifice rocilor metamorfice, numite *s. cristoblastice*. Structurile relictate moștenite de la rocile preexistente, parțial mascate de blasteza metamorfică, se numesc *s. palimpseste* sau *blastostructuri*.

Cristalele rezultate prin blasteză se numesc *cristaloblaste*, care, după formă, pot fi *idioblaste* (idiomorfe) și *xenoblaste* (xenomorfe). După dimensiunile relative și habitusul cristaloblastelor, se disting: 1) *structuri granoblastice* (cristale aproximativ izometrice și egale); 2) *s. lepidoblastice* (cristale foioase, dispuse în poziție paralelă); 3) *s. nematoblastice* (cristale prismatice, orientate într-o anumită direcție); 4) *s. porfiroblastice* (cristale relativ mari, numite *porfiroblaste*, prinse într-o masă fundamentală grano', lepto', sau nematoblastică, cu granulație relativ fină); 5) *s. poikiloblastică* (granule relativ mari, cu incluziuni). Structurile 1, 2, 3, se mai numesc și *s. homeoblastice* (deoarece cristalele din rocă

au dimensiuni aproximativ egale), iar cele de la 4 și 5 se mai numesc și *heteroblastice* (având în vedere contrastul de dimensiuni ale cristalelor). În cazurile când deformarea rupturală a cristalelor depășește în intensitate efectul constructiv al blastei, se realizează *s. cataclastice*. În acest caz, roca este edificată din fragmente de cristale, în care se remarcă

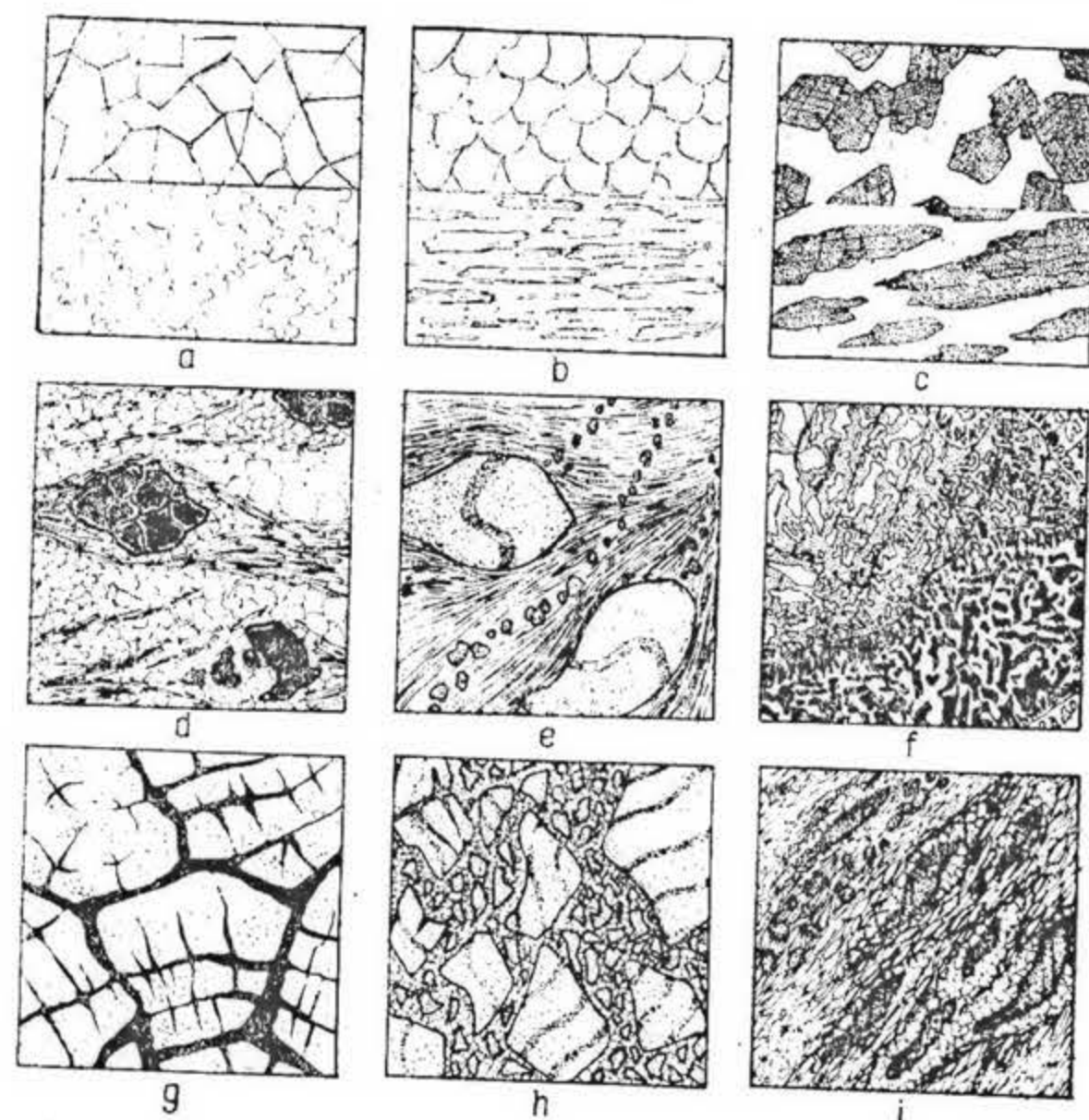


Fig. III.15. Reprezentarea schematică a diverselor structuri metamorfice:

a — s. granoblastică: în pavele (sus) și zimțată (jos); b — s. lepidoblastică: în secțiune paralelă cu planul de orientare (sus) și în secțiune perpendiculară pe planul de orientare (jos); c — s. nematoblastică: în secțiune perpendiculară pe direcția de orientare (sus) și în secțiune paralelă (jos); d — s. porfiroblastică; e — s. helicitică (palimpsestă); f — s. diablastică (o concreștere complicată a două sau mai multe minerale); g — s. cataclastică; h — s. cataclastică; i — s. milonitică.

semne ale deformărilor plastice, translații intercristaline, rotiri ale cristalelor etc. Măcinarea cristalelor, ca urmare a unei deformări puternice, dă *s. milonitică*.

Principalele structuri ale rocilor metamorfice sunt reprezentate în fig. III.15.

Blastea statică generează, în general, roci metamorfice cu o *textură masivă, neorientată*. Această se mai numește și structură — *textură corneeană*. În schimb, blastea sincinemă, ce se desfășoară în timpul curgerii plastice a rocilor metamorfice, generează o *textură șistoasă*, determinată de orientarea cristalelor din rocă (fig. III. 16). Foarte răspândite sunt șistozitățile de tip *planar* și *liniar*. Dacă orientarea este dată de mineralele foioase, apare șistozitatea planară (sau *foliația*), deoarece în rocă apar plane de discontinuitate fizică. Frecvent, paralel cu aceste plane de șistozitate, se produc segregatii

ale mineralelor (prin procesele de diferențiere metamorfică), apărind *texturi rubanate*, adică alternanțe de pături (sau benzi) cu compoziții minerale contrastante. Șistozitatea liniară este determinată, cel mai adesea, de alinierea într-o direcție definită a amfibolilor, sillimanitului și altor minerale cu habitus prismatic.

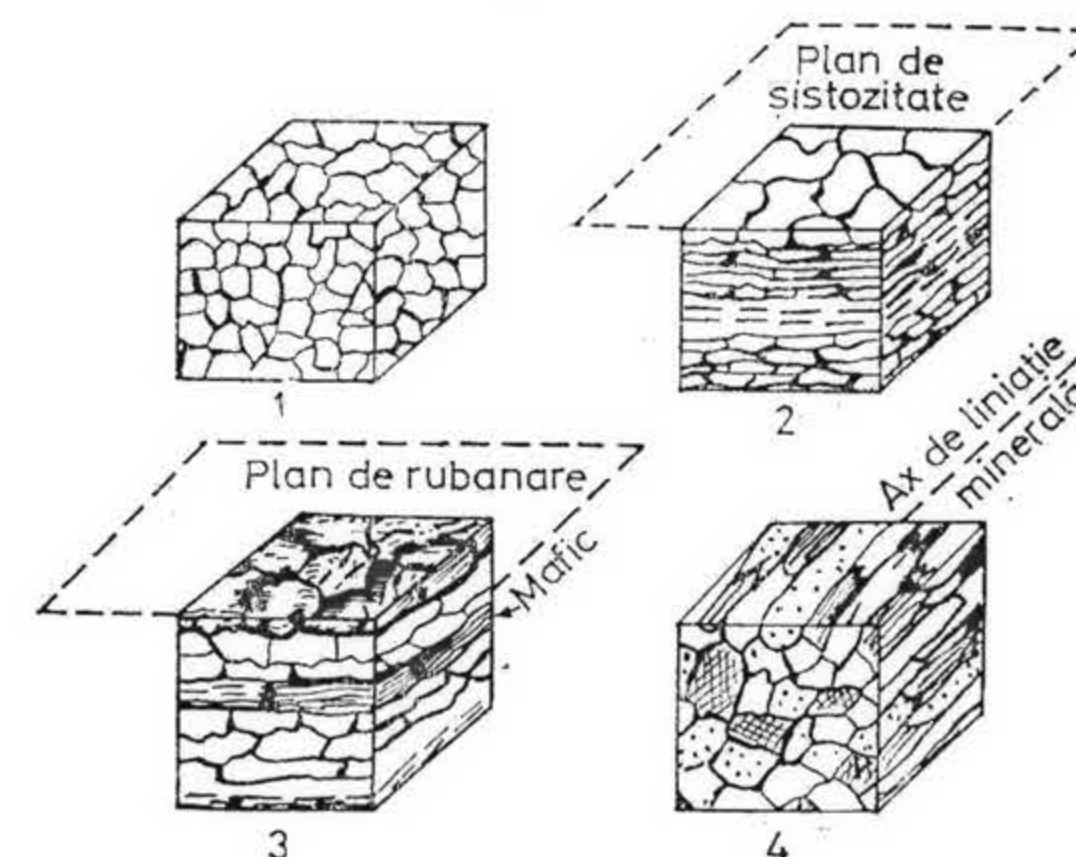


Fig. III.16. Principalele texturi metamorfice:
1 — t. corneeană (neorientată); 2 — t. șistoasă de tip planar;
3 — t. șistoasă și rubanată; 4 — t. liniară.

3.2.4. CLASIFICAREA ROCILOR METAMORFICE

Se cunosc multe criterii de clasificare a rocilor metamorfice, fiecare criteriu conducând la separarea unor „clase” sau „tipuri” fundamentale de roci. Mai des utilizate sunt următoarele criterii:

1) După condiția și tipul de metamorfism au fost separate grupe de genul: *roci de contact*, *roci dinamotermice*, *roci metasomatice* etc. De reținut însă că în acest fel se clasifică de fapt nu rocile, ci procesele metamorfice care le generează.

2) După natura rocilor inițiale, se disting: *ortoroci* și *pararoci*. Ortorocile (ca de ex. ortogneise, ortoamfibolite etc.) cuprind toate rocile metamorfice care provin din rocile magmatice, iar pararocile (paragneise, paraamfibolite), cele care provin din roci sedimentare. Uneori, natura rocilor inițiale poate fi precizată pe baza relictelor structurale și mineralogice — și aceasta numai în cazurile unui metamorfism cu grad scăzut și foarte scăzut. Rocile își păstrează în acest caz denumirile inițiale, adăugându-se prefixul *meta*, de ex., *metagranit*, *metapelit*, *metatufit* etc. De cele mai multe ori, natura rocilor inițiale nu poate fi precizată rapid sau chiar deloc, avându-se în vedere că una și aceeași rocă metamorfică poate proveni, atât din roci sedimentare, cât și din roci magmatice (tabelele III. 8 și III. 9).

3) După structură și textură, se pot separa două grupe de roci metamorfice: a) *r. neșistoase* = *corneene* = *felsuri* și b) *r. șistoase* = *șisturi cristaline*. Tot pe baza acestui criteriu, se pot separa rocile *blastice* de cele *cataclastice*.

3) Criteriul mineralogic, combinat cu cel structural, conduce la o clasificare mai precisă și mai practică a rocilor metamorfice, fiind adoptată de majoritatea petrografilor.

Tabelul III.8

Roci metamorfice provenite din principalele roci magmatice

Roca inițială	Roci metamorfice			
	Grad foarte scăzut	Grad scăzut	Grad mediu	Grad înalt
Gabrouri	Metagabrouri	Șisturi verzi	Amfibolite	Eclogite și granulite piroxenice
Bazalte	Metabazalte	Șisturi verzi	Amfibolite	Eclogite și granulite piroxenice
Diorite	Metadiorite	Șisturi verzi	Amfibolite	Granulite piroxenice
Andezite	Metaandezite	Șisturi verzi	Amfibolite	Granulite piroxenice
Granite	Metagranite	Șisturi cuarțo-albitice	Gnaise	Granulite
Riolite	Metariolite	Șisturi cuarțo-albitice	Gnaise	Granulite
Dunite	Metadunite	Șisturi serpentinite, șisturi talcoase	Șisturi antofilitice	Olivinite metamorfice

Tabelul III.9

Roci metamorfice provenite din principalele roci sedimentare

Roca inițială (premetamorfică)	Roci metamorfice			
	Grad f. scăzut	Grad scăzut	Grad mediu	Grad înalt
Argile	Ardezii	Filite	Micașisturi	Granulite
Marne	—	Șisturi verzi	Amfibolite	Eclogite și granulite piroxenice
Gresii feldspatice	Metagresii	Gnaise cuarțo-albitice	Gnaise plagioclazice sau gnaise ortoclazice	Granulite
Gresii cuarțoase	Metagresii	Cuarțite	Cuarțite	Cuarțite
Calcare	Marmure	Marmure	Marmure	Marmure
Dolomite	Marmure dolomitice	Marmure dolomitice	Marmure cu brucit	Marmure cu periclaz
Tufuri bazaltice și tufuri andezitice	Metatufuri	Șisturi verzi	Amfibolite	Granulite piroxenice și eclogite
Tufuri riolitice și tufuri dacitice	Metatufuri	Șisturi cuarțo-albitice	Gnaise	Granulite

Tipurile fundamentale (sau familiile) de roci metamorfice, separate pe acest criteriu descriptiv, sînt prezentate în paragraful următor, iar originea și gradul de metamorfism al celor mai răspîndite tipuri sînt redată schematic în tabelele III. 8 și III. 9.

3.2.5. DESCRIEREA ROCILOR METAMORFICE

3.2.5.1. Filite. Filitele sînt roci metamorfice șistoase cu cristale de mici dimensiuni și cu șistozitate foarte bine exprimată. Ele sînt formate în principal din sericit (mică albă, în foițe foarte mici) și cuarț, sau: sericit, clorit și cuarț, eventual sericit, cuarț, grafit. De aceea, mineralogic, se pot clasifica în *filite propriu-zise* (cunoscute și ca *șisturi sericitoase*), *filite cloritoase*, *filite grafitoase*. Uneori, pot să apară: pirofilit în loc de sericit, cloritoid în loc de clorit (sau asociat cu cloritul).

De regulă, filitele rezultă prin metamorfismul de grad scăzut al argilelor. Argilele foarte slab metamorfozate sînt denumite *ardezii* dacă au șistozitate planară perfectă și mai conservă relice ale mineralelor argiloase.

În general, filitele apar în ariile metamorfismului regional, asociindu-se cu șisturile verzi și șisturile cuarțo-albitice. În România: în ariile șisturilor cristaline cu grad scăzut de metamorfism din Carpați și din fundamentul platformei Moesice.

3.2.5.2. Șisturi verzi. Șisturile verzi sînt roci șistoase alcătuite în principal din albit și unul sau mai multe minerale verzi, respectiv: clorit, actinot, epidot. După natura mineralului verde dominant, se pot diferenția: *ș. verzi cloritoase*, *ș. verzi epidotice*, *ș. verzi cu actinot*. Rocile verzi, numite curent *șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit*, fac parte din acest grup.

Șisturile verzi sînt tipice pentru metamorfismul regional cu grad scăzut, rezultînd din tufuri vulcanice andezitice și bazaltice, din bazalte, din gabrouri, diorite, din marne. Ele pot rezulta însă și prin retromorfismul amfibolitelor și gnaiselor cu plagioclaz și biotit. În România, șisturile verzi se întîlnesc în aceleași arii ca filitele.

3.2.5.3. Șisturi cuarțo-albitice Sînt roci cu granulație mică și rubanare slabă, formate în special din albit, cuarț și sericit (sau muscovit). Cloritul și calcitul apar adesea, dar în cantități mai mici. De obicei, albitul apare în porfiroblaste, cu numeroase incluziuni de sericit. Aceste roci se mai numesc *gnaise albitice*, *porfirogene*, *porfiroide* etc. Și aceste roci sînt poligenetice, putînd proveni din riolite, tufuri riolitice (de unde denumirea de roci porfirogene), dar și din laminarea și retromorfozarea gnaiselor și rocilor granitice, în condițiile faciesului șisturilor verzi. În România, ș.c.a. se întîlnesc în toate ariile șisturilor cristaline cu grad scăzut de metamorfism, dar mai frecvent apar în Carpații Orientali și în M-ții Leaota.

3.2.5.4. Micașisturi. Micașisturile sînt roci șistoase formate în principal din miche și cuarț, eventual numai din miche. Spre deosebire de filite, michele sînt reprezentate prin muscovit (propriu-zis) și biotit. În plus, la micașisturi este caracteristică tendința cuarțului de a se segrega sub formă de lentile sau benzi, fenomen slab exprimat sau inexistent la filite. Deseori, în micașisturi apar diverse alte minerale: granat (almandin), staurolit, disten, sillimanit, andaluzit, turmalină etc., care apar frecvent ca porfiroblaste. Aceste minerale dau indicații asupra gradului de metamorfism. Cele mai multe micașisturi provin din roci argiloase, în condițiile metamorfismului regional de grad mediu. Ele se asociază în ariile metamorfice din Carpați, cu gnaisele și amfibolitele.

3.2.5.5. Gnaise. Gnaisele sînt roci șistoase, frecvent rubanate (laminare), formate în principal din feldspați și miche sau feldspați și cuarț. Mineralogic, ele se aseamănă cu rocile plutonice din familia granitelor și sienitelor, deosebirea fiind structurală. Feldspații caracteristici gnaiselor sînt cei alcalini (microclin, ortoză, pertit) și plagioclazii

(cu peste 5% anortit), Mica cea mai frecventă este biotitul, dar uneori pe primul plan trece muscovitul. În gnaise, mai pot fi întâlnite, uneori în proporție mare, și alte minerale: hornblendă, granat, disten, sillimanit, andaluzit, staurolit, cordierit etc.

Șistozitatea gnaiselor crește, de obicei, în intensitate, o dată cu proporția micelor. Micele, orientate subparalel, sînt adesea segregate în benzi sau strate fine, conducînd la formarea unor aspecte rubanate (stratificate) — *structuri lit-para-lit*, respectiv *gnaise lit para lit*. Sînt, de asemenea, frecvent întâlnite orientările liniare ale mineralelor, care permit despicarea eșantioanelor în baghete sau coloane, uneori foarte subțiri. În ce privește granulația, gnaisele au, de regulă, cristale de dimensiuni relativ mari, evidente cu ochiul liber. Deseori, cristalele de feldspat, mai ales cele de microclin, au tendința să se dezvolte în porfiroblaste foarte mari, conducînd la formarea așa-numitelor *structuri oculare*. Avînd în vedere diversitatea structurală a gnaiselor, se pot separa numeroase varietăți: *oculare*, *liniare*, *lit-para-lit*, *lenticulare* (feldspații și cuarțul se strîng în lentile decimetrice sau centimetrice) etc.

Din punctul de vedere al naturii feldspaților, gnaisele se clasifică în: 1) plagioclazice (plagiognaise); 2) microclinice sau ortoclazice.

Gnaisele, în special cele cu feldspat potasic, pot proveni prin metamorfismul de grad mediu și înalt al rocilor plutonice (ortognaise), al celor sedimentare (paragnaise) sau prin metasomatism. În România, gnaisele se asociază cu amfibolitele și micașisturile, cu care formează adesea pachete alternante, de ex. în Carpații Meridionali — gnausul de Cozia și gnausul de Cumpăna.

3.2.5.6. Amfibolite. Amfibolitele sînt roci șistoase formate în principal din hornblendă verde și plagioclaz. Uneori mai conțin biotit, granat (almandin), piroxen (diopsid), precum și o serie de accesorii: epidot, sfen, rutil, calcit, ilmenit, cuarț etc.

Caracteristic pentru amfibolite este structura nematoblastică, imprimată de orientarea prismelor de hornblendă. Uneori hornblendă se separă de plagioclaz sub forma unor benzi — amfibolite rubanate. Prin diferențiere metamorfică unele porțiuni de rocă pot să ajungă la compoziție aproape monominerală (exclusiv hornblendice sau exclusiv plagioclazice).

În general, amfibolitele se formează în condițiile metamorfismului regional, din roci magmatice bazice (ortoamfibolite) și marne (paraamfibolite). Condiția metamorfică este de grad înalt sau mediu. În România se găsesc în toate ariile de șisturi cristaline cu grad înalt de metamorfism, fiind asociate de regulă cu gnaisele.

3.2.5.7. Marmure (calcare cristaline). Provin din metamorfismul calcarelor sedimentare. Ele sînt roci cristaloblastice formate predominant sau exclusiv din carbonați. Marmurele propriu-zise sînt formate din calcit, însă se cunosc și marmure dolomitice și aragonitice. Pe lângă carbonați, în marmure pot fi găsite foarte multe alte minerale, dependente de condiția metamorfismului și de impuritățile existente în calcarele inițiale. Astfel, se pot întâlni: cuarț, muscovit, flogopit, tremolit, antofilit, diopsid, talc, serpentină, granați, calcit, vezuvian, wollastonit, olivină magnezină, periclaz, brucit, grafit magnetit sulfurici etc. Prezența unuia sau altuia din aceste minerale este desemnată uneori prin termeni speciali. De pildă, marmurele bogate în muscovit se numesc *cipoline*, cele bogate în, brucit — *predazite* cele bogate în serpentine — *oficalcite* etc.

Genetic, marmurele sînt legate atât de metamorfismul termic de contact, cit și de metamorfismul regional. Marmurele de contact sînt roci exclusiv masive (neorientate), pe cînd cele provenite prin metamorfism regional pot avea și texturi șistoase. Marmurele neorientate se mai numesc *corneene carbonatice*.

Gradul de metamorfism al marmurelor nu este reflectat în structura lor, ci în natura mineralelor anexe. De pildă, marmurele dolomitice cu cuarț și muscovit au un grad de metamorfism mai scăzut decît marmurele cu tremolit sau cu diopsid. La fel,

predazitele au un grad mai slab de metamorfism decît marmurele cu periclaz. În România, marmurele apar în toate ariile șisturilor cristaline din Carpați, ca fișii sau corpuri lenticulare concordante cu celelalte șisturi. În Banat, se întîlnesc și în unele aureole de contact ale corpurilor banatitice.

3.2.5.8. Cuarțite. Cuarțitele sînt roci cristaloblastice formate predominant sau exclusiv din cuarț. În general, alături de cuarț, pot să apară în cantități subordonate toate mineralele existente în micașisturi și filite, micile fiind cele mai frecvente. Creșterea proporției de miche la cuarțitele micacee determină o tranziție gradată de la cuarțite la micașisturi sau de la cuarțite la filite. De aceea, în teren, cuarțitele apar adeseori în asociație cu micașisturi și filite.

Majoritatea cuarțitelor apar prin metamorfismul regional al gresiilor cuarțoase și ele se pot forma la diverse grade de metamorfism. În România, apar ca intercalații în micașisturi și filite, aproape în toate ariile cristaline din Carpați.

3.2.5.9. Granulite. Granulitele (*leptite* = leptinite) sînt roci granoblastice slab șistoase, alcătuite predominant din feldspați și cuarț, în asociație fie cu distenul, fie cu piroxenul, fie cu granatul almandinic, sau cu toate aceste trei minerale. Spre deosebire de gnaise, în granulite, mineralele hidroxiolate (michele și amfibolii) lipsesc sau apar în cantități mici. Granulitele sînt foarte răspîndite în scuturile precambriene, formîndu-se în condițiile metamorfismului de grad înalt și foarte înalt, adică acele condiții în care michele și amfibolii nu mai sînt stabile, descompunîndu-se în feldspat potasic, disten (sillimanit), piroxeni și granați. În România nu se cunosc.

3.2.5.10. Eclogite. Sînt roci granoblastice, practic neșistoase, formate în principal din granat și omfacit. Granatul este un termen intermediar între pirop și almandin, iar omfacitul — un amestec între diopsid și jadeit. Alături de cele două minerale, care dau asociația tipică a eclogitelor, se mai întîlnesc: cuarț, rutil, disten etc. De cele mai multe ori, eclogitele apar ca mici corpuri în șisturile cristaline, în serpentinite etc. Ele se formează din roci bazice (bazalte, gabouri, marne, amfibolite și șisturi verzi), în condițiile unor temperaturi și presiuni foarte mari (se pot forma și la presiuni și temperaturi ceva mai joase, în lipsa apei). În România, se întîlnesc mici corpuri de eclogite în M-ții Căpățîinii, Sebeș, Cibin, Leaota.

3.2.5.11. Roci metamorfice magneziene. În această grupă sînt cuprinse toate rocile cristaloblastice alcătuite în principal dintr-unul sau mai multe minerale magneziene. Mai frecvente sînt: șisturile talcoase, roci șistoase formate în esență din talc; șisturile antigoritice (serpentinice), formate în principal din serpentina foioasă (antigorit); șisturile antofilitice, formate predominant din antofilit. În toate cele trei roci pot să apară magnezit, clorit și cuarț, însă în cantități ceva mai mici. Șisturile talcoase apar în șisturile cristaline cu grad scăzut de metamorfism, ca mici intercalații concordante (în Făgăraș, Retezat, Poiana Ruscă etc.).

3.2.5.12. Roci metamorfice manganifere. Aici intră o gamă largă de roci cristaloblastice, care conțin ca mineral principal unul sau mai multe minerale manganifere. Mai importante sînt: *spessartinitele* — roci alcătuite în principal din granat manganifer și cuarț; *șisturile rodonitice*, formate în principal din rodonit și cuarț; *șisturile dannemoritice*, formate în principal din cuarț și amfiboli cummingtonitici manganiferi; *șisturile cu olivină manganiferă*; *șisturile cu oxizi de mangan*. Toate aceste roci apar adesea ca intercalații sau lentile în micașisturi și gnaise plagioclazice, mai rar în complexe filitice. În România: M-ții Preluca, M-ții Sebeș, Carpații Orientali, Semenice.

3.2.5.13. Roci metamorfice cu oxizi de fier. Sînt roci cristaloblastice formate în principal dintr-un oxid de fier (magnetit și sau hematit) asociat, de regulă, cu cuarț. Subordonat pot să apară oxizi de mangan, hidroxi de fier, miche, amfiboli și piroxeni bogați

în fier. Aceste roci apar, de regulă, ca lentile cu dimensiuni variabile intercalate în amfibolite, micașturi, gnaise. În România, cele mai reprezentative roci de acest gen se întâlnesc în fundamentul dobrogean, la Palazu.

3.2.5.14. Corneene de contact. Termenul *corneeană* se folosește pentru a desemna orice rocă metamorfică (cristaloblastică) fără șistozitate.

De cele mai multe ori, corneenele se formează în aureolele de contact ale corpurilor magmatice, în absența deformărilor mecanice (metamorfism static). Însă, roci cu structură similară se cunosc și în ariile metamorfismului regional, fără legătură spațială cu corpurile magmatice.

După compoziția minerală, corneenele sînt foarte diferite, datorită atît diversității chimice a rocilor inițiale, cît și a gradului diferit de metamorfism. Cele mai răspîndite și mai caracteristice sînt însă corneenele care provin din roci argiloase și roci calcaroase. Primele se mai numesc și *corneene aluminose*, avînd ca minerale specifice andaluzitul (eventual sillimanitul), corindonul, biotitul (muscovitul) și cuarțul. La acestea se pot adăuga: cordierit, grafit, magnetit, granat, plagioclaz, apatit, feldspat potasic etc. Andaluzitul apare de obicei ca porfiroblaste xenomorfe, cu numeroase incluziuni de cuarț, mice, grafit etc. Același aspect xeno-porfiroblastice poate să-l aibă biotitul, cordieritul și granatul, în cazul că sînt prezente.

Corneenele formate pe seama calcarelor relativ pure sînt diferitele tipuri de marmure, care au fost descrise mai sus. Cele formate pe seama calcarelor cu numeroase accidente silicoase și impurități argiloase capătă adesea aspecte de *skarne*. În România, aproape toate corpurile magmatice hipoabisice de vîrstă laramică prezintă în jurul lor roci corneene.

3.2.5.15. Skarne. Skarnele sînt roci cu structuri corneene (masive), formate în principal din silicați calcici anhidri: piroxen calcic, din seria diopsid — hedenbergit, granat calcic, din seria grossular — andradit și wollastonit. Aceste trei grupe de minerale pot să apară împreună sau izolat, fiind însoțite practic totdeauna de calcit și cuarț. Vezuviianul este, de asemenea, frecvent întâlnit. Accidentat, în skarne, mai apar: tremolit, scapolit, epidot, plagioclaz, sfen, mice, sulfuri, oxizi etc.

Skarnele sînt roci poligenetice. Mai frecvent, ele apar în aureolele de contact, pe seama calcarelor, prin reacția dintre calcar și substanțele de origine magmatică. Acestea sînt de fapt skarnele metasomatice sau skarnele propriu-zise. Mai rar, ele se formează însă și prin metamorfismul izochimic al calcarelor cu impurități silicioase, fie în aureolele de contact, fie în condițiile metamorfismului regional. În România, skarnele tipice se întâlnesc în apropierea corpurilor banatitice de la Ocna de Fier, Sasca Montană etc.

3.2.5.16. Roci cu structuri cataclastice și milonitice. Aceste roci apar în imediata apropiere a fracturilor tectonice. Ele sînt formate din granule cu accentuate deformări plastice și rupturale. Formele primare ale cristalelor sînt de regulă înlăturate, fiind înlocuite cu forme elastice. Gradul de sfărîmare a cristalelor diferă de la caz la caz și, din acest punct de vedere, se pot separa două grupe de roci cataclastice: 1) *cataclazite propriu-zise*, care au un grad de sfărîmare relativ redus; 2) *milonite*, roci cu o măcinare foarte puternică a cristalelor. În cataclazite, natura rocii inițiale se poate observa ușor la microscop, pe cînd la milonite, datorită măcinării avansate, de regulă, este foarte greu să se precizeze roca inițială. În plus, la milonite are loc o topire parțială a cristalelor fine, datorită căldurii de frecare — care facilitează o cimentare puternică a fragmentelor cristaline cu o peliculă de sticlă. De aceea, milonitele sînt, de regulă, roci dure. În unele cazuri, acolo unde există alunecări accentuate pe planele de fractură, milonitul recrystalizează luînd aspectul unui filit. Roca rezultată pe această cale se numește *filonit*.

IV. ZĂCĂMINTE DE MINERALE UTILE

Conf. dr. ing. MIRCEA IONESCU

A. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI

1. GENERALITAȚI

Zăcămintele de substanțe minerale utile sînt corpuri geologice, localizate în scoarța terestră, unde ocupă spații definite și îmbracă diverse forme, mai mult sau mai puțin regulate. Ele reprezintă concentrații naturale de minerale care, după conținutul lor calitativ și cantitativ, pot fi utilizate drept combustibili sau materii prime în diverse industrii și satisfac cerința extragerii și valorificării în condiții de securitate și rentabilitate

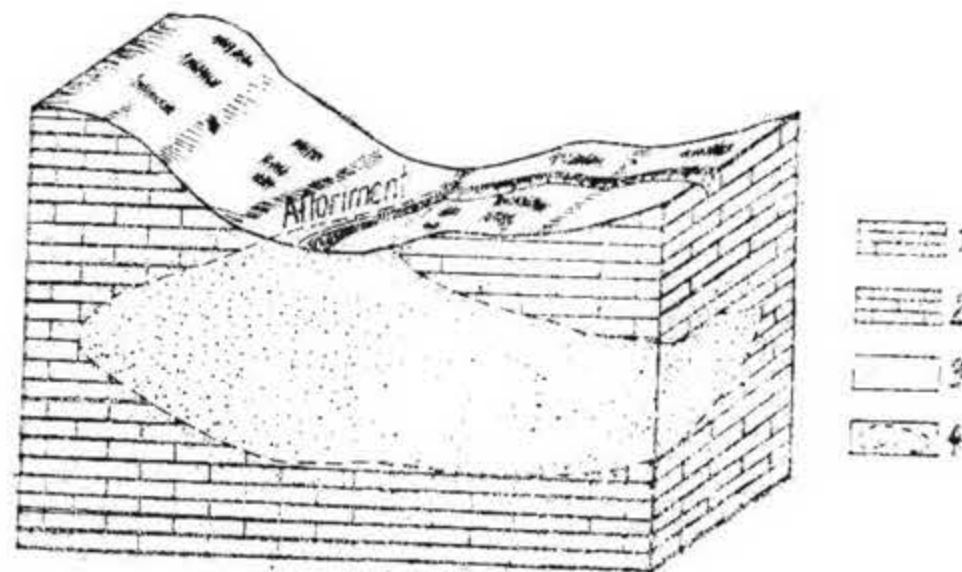


Fig. IV.1. Bloc diagramă printr-un zăcămint de substanțe minerale utile:

1 — roca gazdă sterilă; 2 — roca gazdă slab impregnată cu minerale utile, sub limita de exploatabilitate; 3 — roca gazdă puternic mineralizată (corp de minereu); 4 — suprafață de conținut minim exploatabil.

economică. Ele se pot sau nu delimita tranșant de rocile gazdă înconjurătoare după felul cum sînt sau nu constituite din minerale complet diferite de acestea. În ultimul caz, caracteristic zăcămintelor diseminate, suprafața delimitantă este suprafața de conținut minim exploatabil (fig. IV.1).

Forma zăcămintelor, alături de parametrii de poziție și dimensionali sînt elemente de cunoaștere a cărora depinde alegerea variantelor de deschidere și exploatare în vederea valorificării lor raționale. Funcție de raporturile existente între dimensiunile după cele trei direcții spațiale — lungime, înclinare (lățime) și grosime — formele zăcămintelor se pot clasifica în trei grupe principale:

— *izometrice*, cu toate cele trei dimensiuni aproximativ egale, din care fac parte tipurile: *masiv*, *stock*, *pungă* sau *buzunar* și *cuib*;

— *tabulare*, cu dezvoltarea îndeosebi a dimensiunilor după două direcții (lungime și înclinare) în raport cu grosimea mult mai redusă și în care se încadrează: *stratul*, *filonul* și *dike-ul*;

— *columnare*, care au dezvoltată cu precădere o singură dimensiune, aceea după înclinare și care cuprinde tipurile: *neck* și *coloană*.

Între formele izometrice și cele tabulare se încadrează ca formă intermediară *lentila*. Tot o formă intermediară complexă este aceea a rețelei spațiale de vinișoare sau filonașe, denumită *volbură* (*stockwerk*).

Poziția în spațiu a unui corp de zăcămint tabular este determinată într-un punct al său $M(x, y, z)$, prin direcție (δ), înclinare (α) și grosime (g) (fig. IV. 2). La corpurile de formă columnară, pe lângă direcție și înclinare, precizarea poziției spațiale se face cu ajutorul a încă doi parametrii: *devierea* sau *plonjul* (p) și *căderea* sau *rotirea* (c) (fig. IV. 3).

Asociația de minerale ce formează masa unui zăcămint și care poate fi valorificată în condiții de rentabilitate economică este denumită *minereu*. În sens restrîns noțiunea

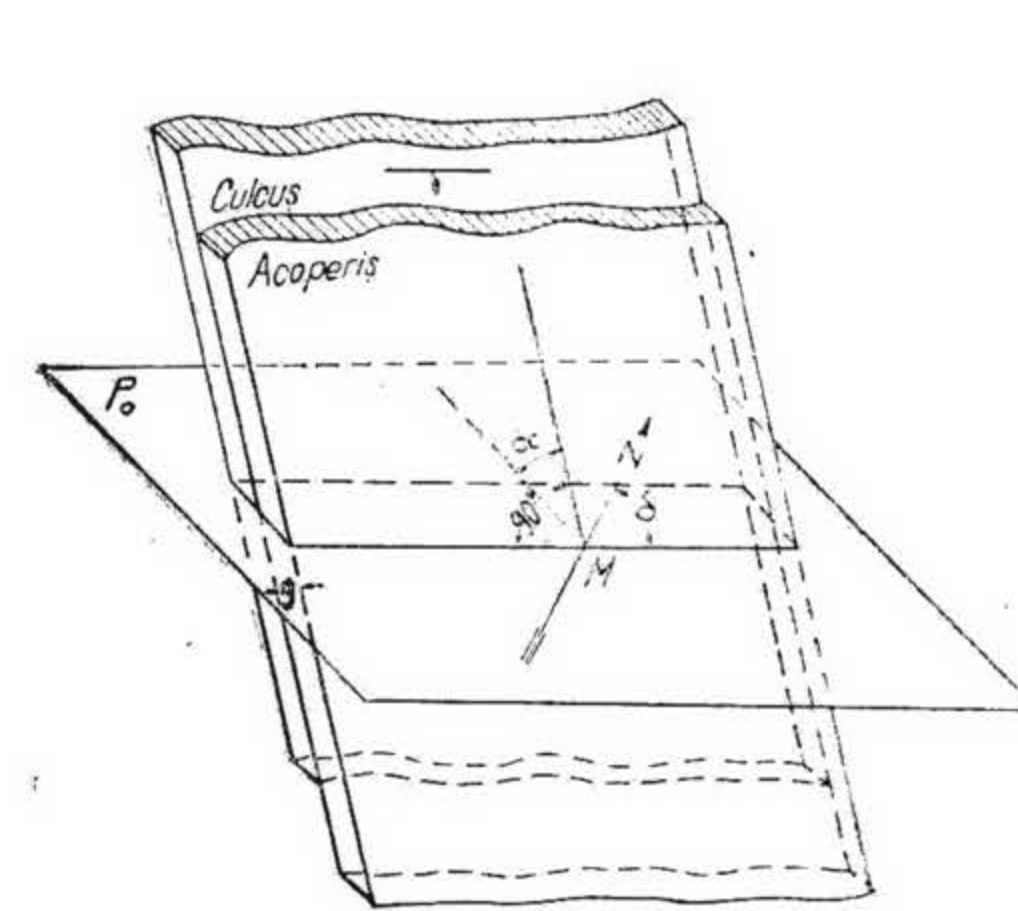


Fig. IV.2. Stereogramă ilustrînd direcția (δ), înclinarea (α) și grosimea (g) unui strat.

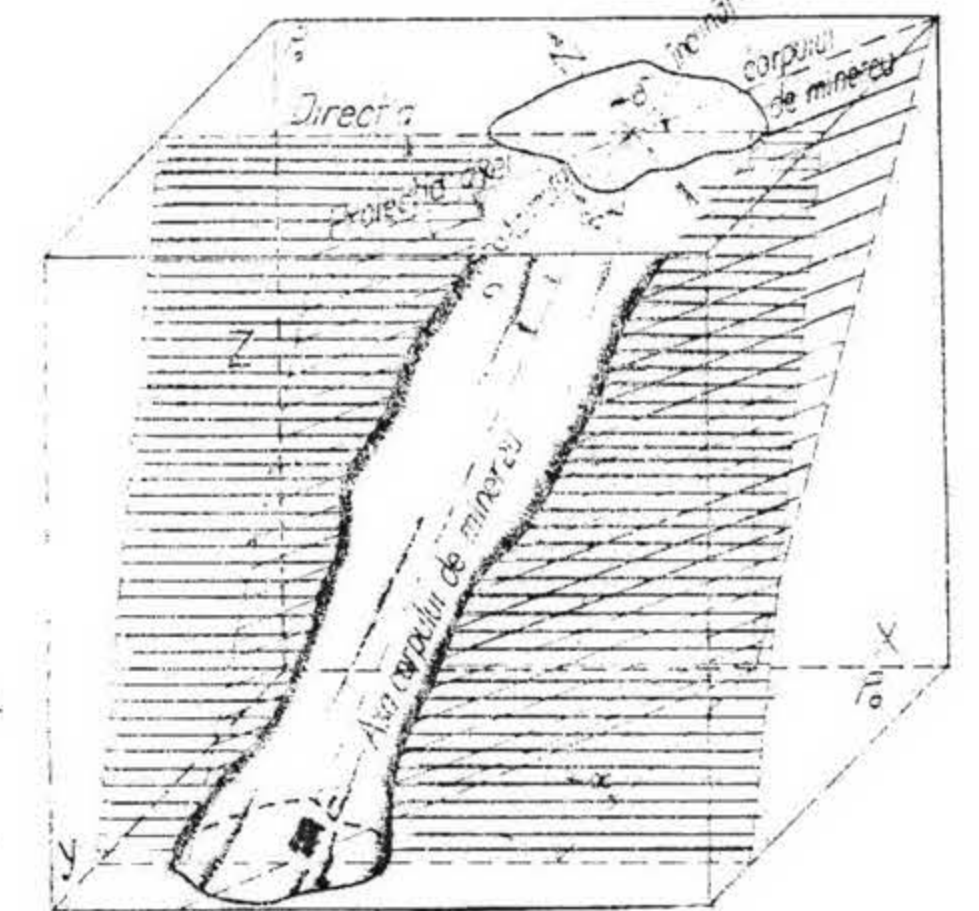


Fig. IV.3. Stereogramă ilustrînd direcția (δ), înclinarea (α), devierea (P) și rotirea (c) unui corp de zăcămint columnar.

de minereu se referă numai la agregatele de minerale din care se pot extrage unul sau mai multe metale. În condițiile actuale, cînd mineralele utile nemetalifere capătă o tot mai mare întrebuintare, sfera noțiunii s-a extins și asupra lor. Prin urmare, definim *minereu*, în sens larg, un agregat de unu sau mai multe minerale din care se pot extrage anumite elemente (metale sau metaloizi) ori minerale necesare industriei, în condiții rentabile.

Mărimea rezervelor și conținuturile minime, medii și

Metalul	Clarkul %	Rezervele zăcămintelor în t metal conținut		U.M.
		Minime	Maxime	
Aluminiu	7,5—8,1	$n \cdot 10^5$	$n \cdot 10^8$	% Al_2O_3
Argint	10^{-5}	$n(10^{-10}-10^{-2})$	$n \cdot 10^5$	g/t Ag
Arsen	0,0005	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^5$	% As
Aur	$5 \cdot 10^{-7}$	$n(10^{-2}-10^{-1})$	$n \cdot 10^3$	g/t Au
Beriliu	0,0005	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^5$	% BeO
Bismut	$2 \cdot 10^{-5}$	$n(10^{-10}-10^{-2})$	$n \cdot 10^5$	% Bi
Cadmiu	$5 \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^5$	% Cd
Cobalt	0,005	$n \cdot 10$	$n \cdot 10^4$	% Co
Crom	0,03	$n \cdot 10^5$	$n \cdot 10^8$	% Cr_2O_3
Cupru	0,01	$n(10^3-10^4)$	$n \cdot 10^7$	% Cu
Fier	4,5—5,1	$n \cdot 10^6$	$n \cdot 10^9$	% Fe
Mangan	0,1	$n \cdot 10^5$	$n \cdot 10^8$	% Mn
Mercur	$5 \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^6$	% Hg
Molibden	0,0004	$n(10^2-10^3)$	$n \cdot 10^5$	% MoS_2
Nichel	0,02	$n \cdot 10^4$	$n \cdot 10^7$	% Ni
Platină	$1,2 \cdot 10^{-9}$	$n(10^{-2}-10^{-1})$	$n \cdot 10^4$	g/t Pt
Plumb	0,002	$n(10^3-10^4)$	$n \cdot 10^7$	% Pb
Sodiu (în sare)	2,64	$n \cdot 10^7$	$n \cdot 10^{10}$	% NaCl
Staniu	0,006	$n(10^3-10^4)$	$n(10^6-10^7)$	% Sn
Stibiu	$5 \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^5$	% Sb
Titaniu	0,6	$n \cdot 10^4$	$n \cdot 10^7$	% TiO_2
Thoriu	0,001	$n(10^{-2}-10^{-1})$	$n \cdot 10^5$	% ThO_2
Uranu	0,0004	$n(10^{-2}-10^{-1})$	$n \cdot 10^5$	% UO_3
Vanadiu	0,025	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^6$	% V_2O_5
Wolfram	0,005	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^6$	% WO_3
Zinc	0,02	$n(10^3-10^4)$	$n \cdot 10^7$	% Zn
Zirconiu	0,025	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^5$	% ZrO_2

După numărul elementelor sau mineralelor valorificabile, minereurile pot fi *simple* ori *complexe*. Tendința actuală este ca toate minereurile să fie valorificate complex, prin recuperarea și a elementelor minore însoțitoare, astfel că minereurile simple devin excepții.

Mineralele componente ale unui minereu se clasifică în *minerale utile*, care se pot valorifica în economie, și *minerale de gangă* (sterile), nevalorificabile.

Calitatea unui minereu este apreciată prin conținutul său în elemente sau minerale utile. Denumim *conținutul unui minereu* cantitatea, exprimată de regulă în procente, de elemente sau minerale utile existente în compunerea sa. Conținutul (c) este dat de relația:

$$c = \frac{g}{G} \cdot 100 [\%] \quad (1)$$

Tabelul IV.1

maxime ale zăcămintelor de minereuri metalifere

Conținuturile minereurilor

Conținutul minim exploatabil	Conținutul mediu	Conținuturile minereurilor bogate	Metale asociate valorificabile
30	40—50	> 50	Ti, V, Ga
100—200	200—10 ³	> 10 ³	Au, Pb
Subprodus al zăcămintelor de Cu, Pb, Au, Ag, etc.			
1 (în aluviuni sub lg/t)	5—10	> 10	Ag, As, Te
0,1	0,5—1,0	> 1,0	W, Li
0,5 (subprodus al minereurilor sulfurice)			
Subprodus al concentratelor de zinc care conțin 0,5—5% Cd			
0,1	0,5—1,0	> 1,0	Ag
32	40—48	> 48	Pt
0,2	0,8—2,0	> 2,0	Au, Ag
20—25	40—50	> 50	Ti, V
25	30—40	40—50	Fe
0,1	0,5—2,5	> 2,5	
0,2	0,3—1,0	> 1,0	Re
0,3	1,0—2,0	> 2	Cu, Pt
1 (în aluviuni sub lg/t)	5—10	> 10	Os, Ir, Pd, Ru
1—1,5	2—5	> 5	Zn, Ag, Sb
90	95	> 99	K, I
0,15—0,20	1—2,5	> 2,5	W, Ag
3 (și ca subprodus)	5—8	> 8	
2—3	5—15	> 15	Fe, V
0,05	10 ⁻¹ —1,0	> 1,0	
0,05	10 ⁻¹ —1,0	> 1,0	Ra
0,5	1—3,0	> 3,0	U, Ra, Cu, Pb, Zn
0,1	0,5—1,5	> 1,5	Mo, Cu
1,5	2—5	> 5	Pb, In, Ga, Ge, Cd
0,1	0,5—1,0	> 1,0	Hf

în care g este cantitatea, în greutate, de elemente sau minerale utile existente în cantitatea G de minereu. În unele cazuri conținutul se exprimă în procente de oxizi (Al_2O_3 , Cr_2O_3 , SiO_2 , WO_3), sulfuri (MoS_2), iar în cazul metalelor prețioase și al elementelor rare și disperse în g/t sau părți per milion (ppm).

Din punctul de vedere al valorificării, deosebit de importantă este noțiunea de *conținut minim exploatabil*, care reprezintă conținutul limită inferior, pentru care exploatarea unui minereu este rentabilă. Valoarea conținutului minim exploatabil (C_{me}) se determină prin relația:

$$C_{me} \leq \frac{c_t}{G \cdot \eta \cdot p} \cdot 100 [\%] \quad (2)$$

în care: c_t reprezintă cheltuieli totale de explorare, deschidere, exploatare, preparare, metalurgie, pentru valorificarea unei cantități G de minereu cu extractibilitatea η , iar p — prețul de vânzare pe piața mondială a produsului finit (concentrat, metal în lingouri etc.).

Conținuturile minime exploatabile pentru principalele minereuri metalifere sînt date în tabelul IV. 1.

Principalele minerale industriale ale zăcămintelor de minereuri sînt prezentate în tabelul IV.8, pag. 383.

2. FACTORII DE CONTROL CARE DETERMINĂ LOCALIZAREA ZĂCĂMINTELOR

Zăcămintele de substanțe minerale utile, concentrații de excepție al unor elemente chimice cu mult peste conținutul mediu din scoarța terestră, au o răspîndire foarte neuniformă. Apariția lor se datorește acțiunii unor factori cauzali cu acțiune favorizantă asupra formării și localizării. Acești factori, denumiți *factori de control*, au avut un rol determinant mai ales în cazul zăcămintelor magmatogene, dar influența acțiunii lor se constată și în cazul zăcămintelor singenetice exogene sau metamorfogene.

Funcție de specificul acțiunii lor și rolul jucat, factorii de control pot fi: *factori geologici* — stratigrafici și structurali — și fizico-chimici, iar după spațiul asupra căruia își exercită influența se pot clasifica în factori *regionali* și *locali*. Factori regionali au acționat pe mari suprafețe, de la sute la sute de mii de kilometri pătrați, determinînd provincii, subprovincii și districte mineralizate, pe cînd cei locali s-au manifestat pe suprafețe restrînse, de la cîțiva kilometri la zeci de kilometri pătrați, cauzînd localizarea cîmpurilor mineralizate, a zăcămintelor și corpurilor de minereu.

Controlul stratigrafic este remarcabil, îndeosebi, pentru zăcămintele singenetice, sedimentare și metamorfizate. La scară regională el este efectuat prin: regiunile geosinclinale, bazinele marine și continentale, platformele continentale, suprafețele de eroziune. Controlul stratigrafic local a jucat un rol hotărîtor în geneza și amplasarea unor zăcămintele sau corpuri de minereu și a fost exercitat de: suprafețele de stratificație, intercalațiile de roci favorabile proceselor de mineralizare (control litologic), prezența rocilor impermeabile.

Controlul structural, efectuat de principalele elemente arhitectonice ale scoarței, joacă un rol important în dispunerea, mai ales, a zăcămintelor epigenetice. De aceea descifrarea și cunoașterea tectonicii unei regiuni poate servi drept ghid în faza de explorare.

Controlul structural regional este realizat prin zonele cutate ale scoarței, marile intruziuni magmatice și fracturile majore.

Controlul structural local are o semnificație hotărîtoare în localizarea unor corpuri de minereu și este efectuat prin: structurile cutate (anticlinale, șarniere), structuri disjunctive (falii, fracturi și zone de fracturare prin brecifiere), intersecțiile de aliniamente tectonice și golurile din roci rezultate în urma cutărilor disarmonice, dizolvărilor etc. Filoanele metalifere din Patruleterul aurifer și districtul Baia Mare sînt asociate spațial unor sisteme de fracturi orientate NV—SE și NE—SV și uneori E—V, produse, fie în urma contracției lavelor din aparatele vulcanice, fie datorită forțelor de tensiune și forfecare ce au acționat în aceste zone.

Controlul fizico-chimic este determinant în depunerea mineralelor din soluțiile mineralizante și formarea concentrațiilor de substanțe minerale utile. El se exercită prin proprietățile fizice și chimice ale soluțiilor mineralizante și al rocilor străbătute de către acestea.

Principalele proprietăți fizice de care depinde echilibrul intern și stabilitatea complexelor ionici în soluțiile multicomponente sînt: temperatura (T), entropia (S), entalpia (H), presiunea (P), mărimea sarcinilor electrice ale speciilor participante, proprietățile dielectrice și termodinamice ale solventului. Modificarea acestor parametri din diverse cauze poate cauza instabilitatea unor complexe în soluții, recombinația elementelor chimice și precipitarea unor minerale.

3. CONDIȚIILE DE FORMARE A ZĂCĂMINTELOR

Potrivit stadiului actual de cunoștințe asupra condițiilor de formare și în conformitate cu teoriile genetice acceptate de majoritatea cercetătorilor, și pentru zăcămintele de substanțe minerale utile este valabilă schema genetică generală adoptată în petrologie. Procesele lor de formare pot fi clasificate în *procese endogene*, datorate energiei geotermice interne și *procese exogene*, datorate surselor energetice externe, solare. La rîndul lor *procese* endogene pot fi diferențiate în *procese magmatogene* și *procese metamorfogene*.

3.1. ZĂCĂMINTE MAGMATOGENE

Zăcămintele magmatogene au luat naștere în interiorul scoarței Pămîntului, în condițiile cîmpurilor energetice și de presiune existente aici și în strînsă legătură cu fenomenele magmatice, care condiționează direct formarea lor.

Magmele — topituri complexe de silicați în amestec cu silice, oxizi, sulfuri și substanțe volatile dizolvate, de origine juvenilă (magmae simatice), palingenă sau hibridă — trec, din momentul apariției lor și pînă la consolidarea definitivă, printr-o succesiune de stadii și fenomene ce au loc în adîncul scoarței, iar în cazul erupțiilor vulcanice și la suprafață. Evoluția fenomenelor magmatice este supusă influenței predominante a energiei cinetice datorate tensiunii interne de vapori, dar depinde în foarte mare măsură și de energia cîmpurilor geotermice și geotectonice ca și de interacțiunea cu formațiunile geologice cu care vin magmae în contact. Rezultanta acțiunii tuturor acestor forțe și energii este deplasarea ascendentă a magmei, urmată de modificări ale temperaturii și presiunii care conduc la diferențiere, concentrare și cristalizare, avînd drept consecință formarea diverselor roci plutonice, filoniene și vulcanice, urmată de eliberarea fluidelor postmagmatice (pneumatolitice și hidrotermale).

Geneza zăcămintelor magmatogene este legată atît de formarea rocilor plutonice, filoniene și vulcanice, care iau naștere prin răcirea și cristalizarea magmaelor, cît mai ales de activitatea fluidelor mineralizante postmagmatice emise în diverse stadii ale consolidării, care sînt purtătoare ale unei importante fracțiuni de metale. În formarea lor, rolul hotărîtor îl au procesele de diferențiere, concentrare și cristalizare.

Apariția zăcămintelor a fost condiționată de variația temperaturilor și presiunilor, s-a produs de regulă la valori ridicate ale acestor parametri și în dependență directă de stadiile cristalizării și consolidării magmatice. Încă din 1925 P. Niggli, în diagrama de cristalizare experimentală a unui sistem binar simplificat (fig. IV. 4), format dintr-un

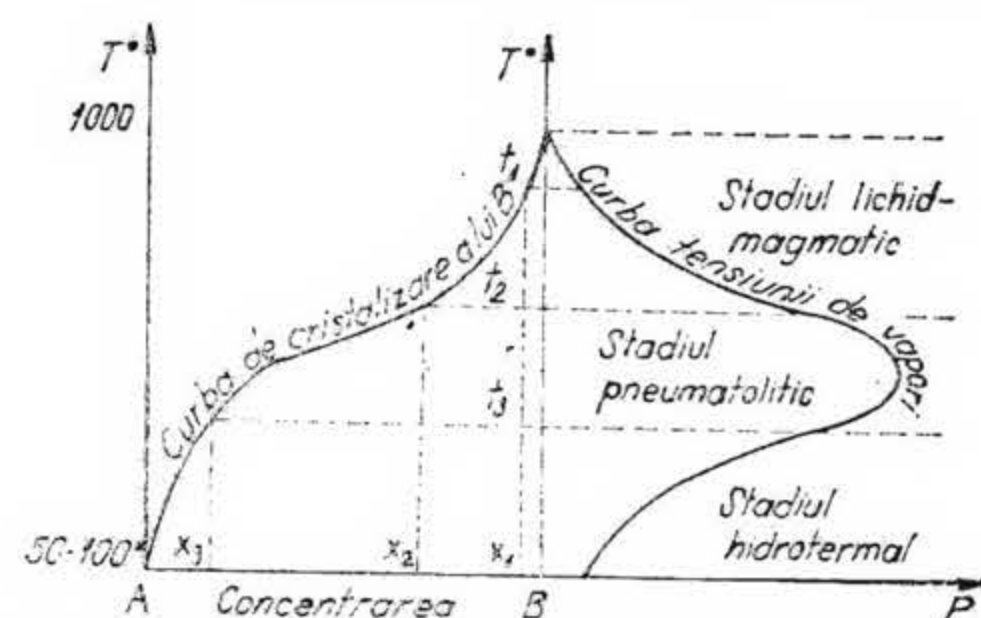


Fig. IV.4. Diagrama de cristalizare cu stadiile cristalizării unui sistem binar format dintr-un component greu volatil (B) și un component ușor volatil (A), (după P. Niggli).

component greu volatil (silicat) și unul ușor volatil (apă) a deosebit în evoluția unei magme, la apariție și până la consolidare, următoarele stadii succesive: lichid magmatic, pegmatic, pneumatolitic și hidrotermal. Toate aceste stadii sunt însoțite și de procese de formare a zăcămintelor, a căror principală sursă de materie constituantă o formează magma, la care se mai adaugă elementele provenite în urma proceselor de asimilare și dizolvare a rocilor înconjurătoare (tabelul IV. 2). Lor le corespund cinci clase de zăcămine, fiecare cu mai multe tipuri și subtipuri (tabelul IV. 6).

Zăcămintele magmatogene reprezintă grupul cel mai numeros și mai variat de zăcămine, fapt pentru care au o importanță economică deosebită. Ele sunt răspândite în regiunile cu roci magmatice de care sunt legate genetic și spațial, dar au totuși o repartiție foarte neuniformă, ceea ce dovedește că nu toate magmele sunt apte pentru a genera astfel de concentrații.

3.1.1. ZĂCĂMINTE LICHID-MAGMATICE

Zăcămintele lichid-magmatice (ortomagmatice, magmatice propriu-zise sau de segregatie magmatică) reprezintă concentrațiile de minerale utile ce au cristalizat direct, din mază, unele înaintea celor mai mulți dintre silicați, în faza protocristalizării, altele concomitent sau mai târziu, în faza mezocristalizării. Clasa segregatiei magmatice cuprinde patru tipuri de zăcămine: protomagmatice, de licuație, de carbonatite și histeromagmatice.

3.1.1.1. Zăcămintele protomagmatice (magmatice timpurii) au luat naștere în faza protocristalizării, înainte sau concomitent cu principalii silicați, la temperaturi de 1250—1600 K și presiuni foarte mari, în urma diferențierii magmatice prin cristalizare și a concentrării gravitaționale și mai rar prin flotație. Sunt asociate în majoritatea cazurilor

Tabelul IV.2

Stadiile cristalizării magmatice cu produsele lor

Stadiul de cristalizare	Produsele cristalizării			Zăcămine
	Minerale	Roci		
Inițial (protocristalizare)	<ul style="list-style-type: none"> Silicați de Mg și Fe; Oxizi de Fe, Cr, Ti, V; Metale din grupul platinei Pt, Os, Ir, Pd, Ru, Ro; Diamant, grafit; Sulfuri de Ni, Fe, Cu; Fosfați (apatit) 	Roci intrusiv bazice și ultrabazice: dunite, gabbronorite, diabaze cu olivină, peridotite, kymberlite, piroxenite.		Zăcămine lichid magmatice (ortomagmatice) de: Cr, Fe, Ti, Ni, Cu, Pt, și metale asociate, diamant, grafit, apatit, turnalină, cromiferă.
Principal (mezocristalizare)	<ul style="list-style-type: none"> Minerale ale elementelor lito- și siderofile: Si, Al, Ca, Mg, Fe, Na, K (feldspați potasici și calcosodici, nefelin și sodalit, mică, cuarț, hornblendă); minerale de pământuri rare (loparit, monazit, zircon); Oxizi și silicați de: U, Th, Zr, Sn. 	Roci intrusiv intermediare și acide alcaline (sienite și sienite nefelinice) și calcoalcaline (diorite, granodiorite granite).		Zăcămine lichid magmatice de pământuri rare, U, Ra, Th, Sn.
Rezidual (telecristalizare)	<ul style="list-style-type: none"> Silicați de: Li, Be, T.R., Zr, Th, dar și de unele elemente litofile — Ca, Al. Oxizi și săruri oxigenate de Th, Nb, Ta, W, Fe, Sn Sulfuri de Mo, Bi, Sn, Cu 	Pegmatite granitice și hibride.		Zăcămine pegmatitice de: Li, Be, T.R., Zr, U, Th, Nb, Ta, W, Mo, Bi, Sn, mize, feldspați potasici.

Tabelul IV.2 (continuare)

Stadiul de cristalizare	Produsele cristalizării		
	Minerale	Roci	Zăcămintele
Pneumatolitic-solfatarian	<ul style="list-style-type: none"> Silicați de: Al, Ca, Mg, Mn, Fe (anortit, wolastonit, granați, tremolit, diopsid, hedenbergit, enstatit, epidot, vezuvian, forsterit etc.); Oxizi de Fe, Mg, Al, Sn; Sulfuri de: Fe, Cu, Pb, Zn, Mo, Bi, As; Carbonați de: Fe, Mg, Mn; Wolframați (wolframit, scheelit); Borai anhidri (ludwigit, paigeit, hulsit); Elemente native: S, Au. 	Corneene de contact termic și skarne.	<ul style="list-style-type: none"> Zăcămintele de metamorfism de contact termic de: wolastonit, sillimanit, grafit, marmure, cuarțite. Zăcămintele pirometamorfice de: Fe, W, Cu, Mo, Pb, Zn, Au, B; Zăcămintele exhalative de: S, B, As, Hg.
Hidrotermal	<ul style="list-style-type: none"> Silicați: turmalină, granați, mize, beril, topaz, sericit, clorit, epidot, talc, caolinit, adular, zeoliți; Sulfuri și sulfosăruri de: Ag, Fe, Cu, Pb, Zn, Mo, Bi, As, Sb, Hg; Arseniuri de Ni și Co; Oxizi de: Si, Fe, Sn, U; Elemente native: Au, Ag; Halogenuri: fluorină, sare; Sulfai: baritină și gips; Carbonați de: Ca, Mg, Mn, Fe. 	<ul style="list-style-type: none"> Greizene, berezite, listvenite; Cuarțite și carbonatite hidrotermale. 	<ul style="list-style-type: none"> Zăcămintele hidrotermale (hipo — la epitermale) de: Au, Ag, Fe, Co, Ni, Mo, Bi, Sn, Cu, Pb, Zn, U, Sb, Hg.

Postmagmatic (cristalizare tardivă)

cu roci ultrabazice: dunite, peridotite, piroxenite, kimberlyte și rare ori cu roci alcaline (sienite).

Se deosebesc două subtipuri: unul de *diseminație*, în care mineralele utile formează separații în masa rocii, caracterizat prin conținuturi scăzute, și altul de *segregație* (separație și acumulare) rezultat prin concentrare gravitațională sau cu ajutorul curenților de convecție. Forma lor rareori se diferențiază de aceea a rocii gazdă, mai ales la subtipul de diseminație. Îmbracă forme de: cuib, stock, lentilă, separații în șliruri și neck, cu dimensiuni de la decimetri la zeci, rar sute de metri.

Conțin un număr redus de minerale utile: cromit, platină și metale asociate, diamant, minerale de pământurire în roci alcaline (zircon, monazit, loparit), iar ca minerale de gangă: olivină, piroxeni, plagioclazi bazici și nefelin. Prezintă o importanță economică redusă, nefiind prea răspândite. Sunt surse de crom (Dubova-Golețu Mare în Banat, Complexul Bushveld în Africa de Sud, Selukve în Zimbabwe), platină (Nijni Taghil în Ural-U.R.S.S., Rostenburg în Africa de Sud) și diamante (Kimberley și Koffiefontein în Africa de Sud, Mirnii în Iakuția).

3.1.1.2. **Zăcămintele de lieuație** (imiscibilitate) s-au format în faza protocristalizării și în prima parte a monocristalizării, după ce a început consolidarea unei serii de silicați. Potrivit temperaturii de topire a unor minerale componente: platină (2028 K), pirotină (2048 K), aur (1336 K), calcopirită (773 K), consolidarea lor a început la temperaturi de peste 1300 K și a continuat până la 1000–950 K, poate și mai jos, în faza finală. Au luat naștere la presiuni mari, în urma diferențierii prin imiscibilitate, când s-au separat în stare lichidă două faze — metaliferă și silicatată — ca rezultat al scăderii miscibilității magmei o dată cu răcirea. Concentrarea s-a produs gravitațional sau prin flotație.

În general sunt asociate genetic cu roci bazice (gabrouri, norite, diabaze cu olivină) și rareori cu roci ultrabazice (peridotite, piroxenite). Prezintă forme pseudostratificate de stockuri, cuiburi, lentile, filoane și dike-uri, după cum sunt singenetice sau injectate epigenetice. Se caracterizează prin texturi compacte sau de impregnație și conțin mai ales sulfuri având parageneza tipică:

pirită + pirotină + pentlandit + calcopirită ± cubanit ± sulfuri și arseniuri de platină

În afară de sulfuri, prin imiscibilitate se pot separa și o serie de oxizi ca: magnetit, ilmenit, cromit, ceea ce este o dovadă a continuității proceselor magmatice în faza protocristalizării.

Aceste zăcămintele au importanță economică ca surse de Ni, Cu și subordonat Pt (mineralizațiile de la Ciungani și Poiana Mărului-Holbav în România, Sudbury în Canada, Norilsk-U.R.S.S.), Cr (Sordjinsk în Transcaucasia), apatit și nefelin (Hibini-Peninsula Kola).

3.1.1.3. **Zăcămintele de carbonatite** sunt generate de intruziuni magmatice carbonatitice, ce pot reprezenta fie o magmă primară de adâncime, fie un produs de diferențiere. Experimental s-a dovedit posibilitatea cristalizării carbonaților direct din topitură, la temperaturi de 1300–950 K, care depind de presiune și compoziție. Sunt asociate în exclusivitate cu roci alcaline ca: sienite nefelinice, ijolite (50–70% nefelin), esexite, ursite, foyaite, piroxenite cu biotit. Au forme de dike-uri dispuse radiar sau inelar (ring-structures) și uneori de stockuri neregulate.

Sunt constituite din: calcit, dolomit, ankerit, siderit, rodocrozit, carbonați complecși de pământuri rare, monazit, piroclor, perowskit, fluorină, baritină, oxizi de fier și titan, silicați de U și Th, sulfuri etc. Această compoziție mineralogică le recomandă drept surse de apatit, pământuri rare, Nb și Ta (Alnö în Suedia, Fen în Norvegia, Jucupiranga în Brazilia) și uneori de piroclor, uraniu și thoriu (San Bernardino în California-S.U.A.).

3.1.1.4. **Zăcămintele histeromagmatice** (magmatice tardive) reprezintă concentrații de minerale utile formate în urma cristalizării principalilor silicați. Au luat naștere la temperaturi de $1200 \leq 1000$ K și presiuni foarte mari.

După modul cum s-au format, se deosebesc două subtipuri: unul de *impregnație*, rezultat în urma diferențierii prin cristalizare, și altul de *injecție*, rezultat în urma diferențierii prin filtrare și a injectării sub presiune a magmei reziduale metalifere în rocile înconjurătoare. Sunt asociate cu roci bazice, ultrabazice sau alcaline. Au forme de cuib stock, lentilă, filon și dike, cu dimensiuni de la metri la sute de metri. Subtipul diseminat se diferențiază greu de masivul de roci asociate.

Mineralele constitutive sunt reprezentate prin: magnetit titanifer, cromit, ilmenit, platină și metale asociate, apatit, nefelin, grafit, vezuvian și turmalină cromiferă.

Prezintă importanță economică pentru minereuri de: Cr (Kempirsai și Saranovsk în U.R.S.S.), Pt și metale asociate (Nijni Taghil), magnetită și ilmenit (Kusinsk în U.R.S.S. și Adirondaks în S.U.A.), de magnetită cu apatit (Kiruna și Gällivara în Suedia), apatit și nefelin (Hibini) și grafit (Botogolsk-Siberia Orientală).

3.1.2. ZĂCĂMINTE PEGMATITICE

Aceste zăcămintele au luat naștere în faza telecristalizării din magmele reziduale îmbogățite în Na_2O , K_2O , Li_2O , H_2O și elemente volatile. De fapt geneza lor s-a produs pe trei căi: prin cristalizare direct din magmele reziduale, prin recristalizarea și metasomatismul mineralelor din granite și aplite granitice sub influența volatilelor și prin anateksă (palingeneză). De aceea, sunt asociate cu numeroase roci magmatice, de la acide la bazice, și cu roci metamorfice. Cele mai răspândite și cu importanță economică cea mai mare sunt pegmatitele asociate magmatitelor acide și alcaline.

Temperatura lor de formare este cuprinsă între 1000 și 500 K, iar presiunea este de ordinul a 1000–2000 atm.

Minereurile pegmatitice se caracterizează prin structuri macrogranulare cu cristale ce pot atinge mai mulți centimetri, decimetri și chiar metri (structura pegmatitică) și prin texturi grafice și zonare. Forma de zăcămintă este aceea de filon, dike, coloană, stock și lentilă, cu dimensiuni foarte variate.

După compoziția mineralogică se deosebesc două tipuri:

3.1.2.1. **Pegmatite de linie directă (simple, granitice)**, formate din: cuarț, feldspați potasici și miche, la care se întâlnește frecvent textura grafică. Ele se exploatează pentru aceste minerale în Muntele Rece, Munții Lotrului, Munții Lăpușului, Voislovă din România, S.U.A. (Carolina de Nord), U.R.S.S., R.F. Germania, India.

3.1.2.2. **Pegmatite de linie încrucișată (hibride, complexe, migmatitice)** asociate mai ales rocilor alcaline și șisturilor cristaline, cu o compoziție mineralogică mult mai variată, care pe lângă cuarț, feldspați și miche mai conțin: granați, fluorină, apatit, albit, turmalină, lepidolit, spodumen, casiterit, minerale de U, Th și pământuri rare, tantaloniobați, corindon, topaz, nefelin, wolframit și scheelit etc. Ele se exploatează pentru: Li (iviri în Munții Lotrului, mina Etta în California-S.U.A., U.R.S.S., Canada), Be (Ural și Siberia în U.R.S.S., S.U.A., Brazilia); Nb și Ta (Carolina de Nord în S.U.A., Australia, Brazilia, Nigeria); Th și pământuri rare (Travancore-India, Langensundern Förd în Norvegia, Brazilia, S.U.A.); pietre prețioase (Minaș Geraes-Brazilia, Sri Lanka, R.P. China, Birmania, India, Egipt); criolit (Ivigut în Groenlanda).

3.1.3. ZĂCĂMINTE PNEUMATOLITICE

Procesul diferențierii și consolidării magmatice este însoțit în toate fazele sale — de la cea plutonică, la cea vulcanică — de degajarea unor mari cantități de energie radiantă termică și de substanțe volatile (mineralizatori).

Mineralizatorii bogăți în: HCl , HF , NH_3 , NH_4Cl , H_3BO_3 , H_2S , CO_2 , SO_2 , cloruri și fluoruri metalice (W, Sn, Mo, Bi, Fe, Cu, Pb, Zn, etc.) sunt eliberați sub formă de emisiuni cu caracter pulsatoriu, ritmic, pe toată durata procesului de consolidare și reprezintă agenții cei mai importanți ce pot transporta metalele în afara bazinului magmatic. La temperaturi ridicate și în lipsa unor cantități mari de vapori de apă se prezintă ca emanații uscate, fierbinți. Din ele se pot depune minerale, în urma reacțiilor de schimb cu rocile străbătute sau prin sublimare în goluri și crăpături. Formarea noilor minerale se produce sub controlul presiunii și temperaturii. Concentrațiile ce iau naștere pe această cale se numesc *pneumatolitice*, iar după natura proceselor se deosebesc: zăcămintele de metamorfism de contact și zăcămintele de exhalatie.

3.1.3.1. **Zăcămintele de metamorfism de contact**. Radiațiile termice și mineralizatorii interacționează cu rocile intruse, provocându-le un complex de transformări fizico-chimice denumit *metamorfism de contact*. Aria în care se produc transformările se numește *aureolă de contact* și se extinde atât în zonele periferice ale intruziunii (endoccontact), cât mai ales în rocile intruse (exocontact), pe distanțe de la câțiva metri la maximum 1500–2000 m (fig. IV. 5).

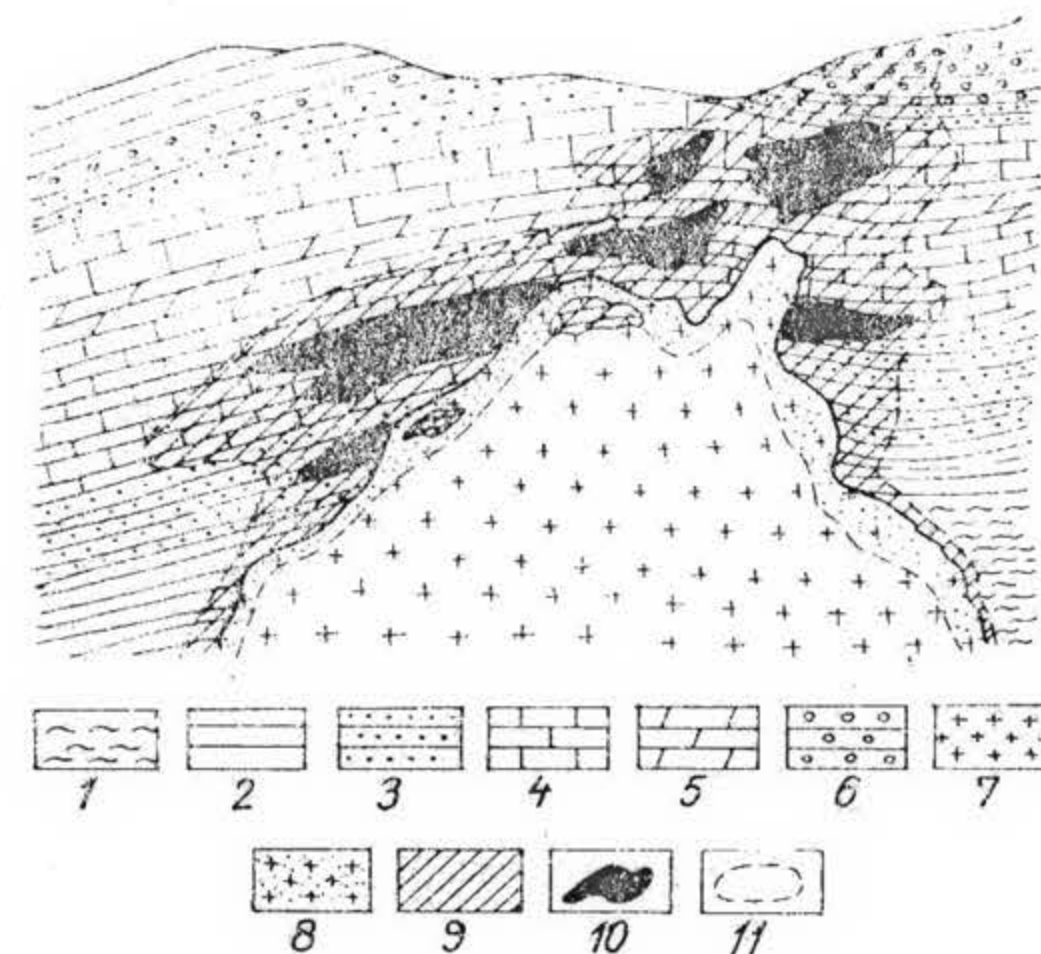


Fig. IV.5. Secțiune schematică ilustrând extinderea aureolei de contact și localizarea zăcămintelor în ea:

1 — șisturi cristaline; 2 — argilă; 3 — gresie; 4 — calcar; 5 — marnă; 6 — conglomerat; 7 — intruziune granodioritică; 8 — zonă de endoccontact; 9 — zonă de exoccontact; 10 — corp de minereu; 11 — limita aureolei de contact.

În aureolele de contact se formează noi minerale, unele ca efect al căldurii, care determină instabilitatea vechilor minerale, recombinația elementelor chimice și recristalizarea, altele în urma reacțiilor de înlocuire a unor elemente preexistente (palasomi) cu

alte aduse de mineralizatori (metasomi), prin procesul de metasomatism. Concentrațiile de minereuri ce iau naștere în acest mod sînt, prin urmare, de două tipuri: zăcămine de metamorfism de contact termic (izochimic) și zăcămine de metamorfism de contact metasomatic (allochimic (pirometasomatic)).

Zăcăminele de metamorfism de contact termic (izochimice) se produc doar sub influența temperaturilor ridicate (700—1100 K) asupra unor roci carbonatice (calcare, dolomite) și roci silicioase. Prin recristalizare, calcarele și dolomitele trec în marmure, gresiiile cuarțoase în cuarțite, iar parașisturile micacee în corneene cu andaluzit, sillimanit, cordierit și biotit. Prin descompunerea vechilor minerale și recombinația elementelor componente se formează, mai ales pe seama impurităților, noi minerale ca: wolastonit, grafit, anortit, diopsid, tremolit, forsterit, granați, epidot, actinot ș.a.

Acest tip de zăcămine prezintă importanță economică doar pentru unele roci (cuarțite și marmure) și pentru câteva minerale: grafit (Quebec în Canada, Soongun în Coreea, Sri Lanka), wolastonit (Băița Bihor în România), sillimanit (Africa de Sud).

Zăcăminele de metamorfism de contact metasomatic (pirometasomatic) au luat naștere în urma proceselor de metasomatism, la temperaturi de 330—1100 K și presiuni de câteva mii de atmosfere, pe seama elementelor aduse și depuse de mineralizatori. Formarea lor este condiționată de prezența unor roci intruse compatibile pentru reacțiile de metasomatism (cele mai favorabile sînt rocile carbonatice) și de existența unei intruziuni capabile să degaje cantități mari de mineralizatori (magne neutre care generează roci ca: granodiorite, diorite, monzonite și sienite).

Ele se formează în urma metasomatozei de difuzie sau de infiltrație, a căror intensitate este controlată de porozitatea și gradul de fisurare al rocilor.

Corpurile de minereu, localizate în aureolele de contact, îmbracă forme de: stock, lentilă și strat lenticular, cu contacte neclare și contururi neregulate, avînd dimensiuni de zeci, uneori sute de metri. În aceste aureole de contact se găsesc numeroase corpuri de minereu, ceea ce face dificilă explorarea.

Minereurile pirometasomatice au structură microgrăunțoasă pînă la macrogrăunțoasă și textură compactă și mai rar în benzi, tigrată, zonală, concentrică sau în geode. Compoziția lor mineralogică este complexă și conține: oxizi, sulfuri, carbonați, wolframați, borați, piroxeni, amfiboli, granați, vezuvian, wolastonit etc.

Zăcăminele de acest tip au o importanță economică mare pentru minereuri de: Fe (Ocna de Fier în România, Magnitnaia Gora și Visokaia Gora în U.R.S.S.); W (Liangar în U.R.S.S., Mill City în Nevada-S.U.A.); Cu (Moldova Nouă și Sasca în România, Turinsk în U.R.S.S., Morenci, Bisbee, Bingham în S.U.A.), Zn și Mn (Franklin Furnace în S.U.A.); Pb și Zn (Ruşchița în România, Tetiuhé și Altin-Topkan în U.R.S.S., Long Lake în Ontario-Canada); Sn (Tokfan și Pitkäranta în U.R.S.S.); Mo (Băița Bihor în România, Tirniăuz în U.R.S.S., Azegour în Maroc); Au (Olhovsk și Osinovsk în U.R.S.S., Santa Fé în Mexic); U (Mary Cathleen în Queensland-Australia); Bor (Băița Bihor în România, Cehoslovacia, Bulgaria, Franța).

3.1.3.2. Zăcămine de exhalatie (vulcanice). Cercetările asupra fumarolelor din Valea celor zece mii de fumuri (Alaska) și asupra vulcanilor activi din multe alte regiuni ale globului au dovedit că emanațiile gazoase subaerene sau subacvatice ale vulcanilor, denumite *fumarole*, *solfatare* și *mofete*, cu temperaturi cuprinse între 1300 și 300 K, conțin printre componentii volatili: H, O, N, Cl, F, B, S, P, As, Sb, Cu, Li, Be, Zn, Mo, Ag, Sn, Pb, Cd, unele în formă elementară (H, O, S) altele sub formă de compuși (H_2O , CO_2 , CO, H_2S , NH_3 , NH_4 , Cl, HCl, HF, H_3BO_3 , NaCl ș. a.). Din aceste exhalatii se depun, pe pereții craterului, sau în fracturile și porii rocilor ce constituie aparatul vulcanic, o serie de minerale: sare, silvină, fluorină, sassolit, sulf, realgar, auripigment, galenă, blendă, covelină, cinabru, tenorit, hematit, tridimit, opal, calcedonie etc. Mineralele se formează

prin simpla sublimare sau în urma unor reacții ce intervin între componentii gazoși, precum și în urma reacțiilor dintre gaze și rocile înconjurătoare.

Prin astfel de depuneri se pot forma concentrații de minerale utile, care au însă o mică răspîndire și o importanță economică redusă. Ele pot fi surse exploatabile pentru: sulf (Gura Haitii în Căliman, Sorofano în Italia, Matsuo în Japonia, Copiapo în Chile); acid boric (Larderello în Toscana-Italia, Tibet) și pentru unele iviri de realgar, auripigment și cinabru (Nevada și California în S.U.A.).

3.1.4. ZĂCĂMINTE HIDROTERMAL

Zăcăminele hidrotermale sînt concentrații postmagmatice de minerale utile depuse din soluții apoase fierbinți, cu temperaturi de 770—320 K și presiuni variabile, ce reprezintă diferențiate tardive ale unui rezervor magmatic.

Se admite că aceste soluții părăsesc, cel puțin parțial, bazinul magmatic în stare lichidă și parțial provin din condensarea concentrațiilor gazoase, pe măsură ce se depărtează de bazin și se modifică temperatura. În prezent se admite pentru ele o origine mixtă, la apa eliberată de magmă adăugîndu-se un aport de apă de altă proveniență — apa de constituție și cristalizare, apa pusă în libertate prin diagenetă și litificarea rocilor sedimentare ca și, apa meteorică infiltrată în scoarță și captată de către soluțiile primare. Soluțiile apoase formate în acest mod conțin dizolvate elemente metalice și nemetalice provenite în cea mai mare parte din bazinul magmatic (Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Sb, Bi, S, As etc), dar și o serie de elemente petrogene (Si, Ca, Mg, K, Fe ș.a.).

Soluțiile hidrotermale sînt soluții de electroliți, coloidale și mixte, ce transportă o serie de elemente în stare de dispersie ionică sau în stare de dispersie moleculară. Ele au un pH cuprins între 4 și 8. Forma de solubilizare a metalelor în soluțiile de electroliți este ca: ioni liberi, sulfuri dublu alcaline ($xMeS \cdot yNa_2S$) și complecși ionici, constituiți dintr-un cation central în jurul căruia se grupează mai mulți anioni-liganzi. Asemenea complecși au drept liganzi ioni ai halogenurilor (Cl^- , F^-), sulfului și hidrogenului sulfurat (S^{2-} , S^{2-x} , H_2S , HS^- , H_2Sx), arseniului, stibiului, telurului, radicalii unor acizi (CO_3^{2-} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , HSO_4^-) etc.

Depunerea mineralelor se face sub controlul temperaturii, presiunii, pH-ului, diferențelor de potențial create între diverse sectoare ale soluției și a naturii rocii gazdă. Oxidarea și descreșterea pH-ului sînt factori determinanți ai precipitării. Punerea în loc a mineralizațiilor are loc pe două căi — prin *umplerea golurilor* și prin *metasomatoză*. În primul caz rezultă filoane și volburi, iar minereul prezintă texturi foarte variate: în benzi, gofrată, brecioasă, concentrică, în cocarde, în geode, compactă etc. În cel de al doilea rezultă stockuri, strate, lentile, cuiburi și impregnații, iar texturile sînt mai simple: de impregnație, compactă, concentrică.

În procesul umplerii golurilor, depunerea mineralelor se face începînd de la pereți, rezultînd texturi paralele (fig. IV. 6). Într-o soluție și rocile din pereți au loc și reacții de schimb la scară redusă, al căror efect este formarea salbandelor filoniene.

Metasomatoza are loc în cazul existenței unei roci apte (calcare, dolomite, gresii calcareoase), și constă în dizolvarea simultană a unor minerale preexistente și depunerea în locul lor a noi minerale. Ea este controlată de constituția chimică și mineralogică a rocilor gazdă și de existența căilor de acces (plane de stratificație, fisuri, suprafețe de clivaj, pori) pentru soluțiile mineralizante.

Concomitent cu mineralizarea, ca efect al interacțiunii dintre soluții și rocile gazdă, acestea din urmă suferă o serie de transformări fizice, chimice și mineralogice fenomen cunoscut ca *alterare hidrotermală* sau *autometamorfism*. Variațiile de temperatură, modificarea condițiilor chimice și a permeabilității determină, în general, scăderea gra-

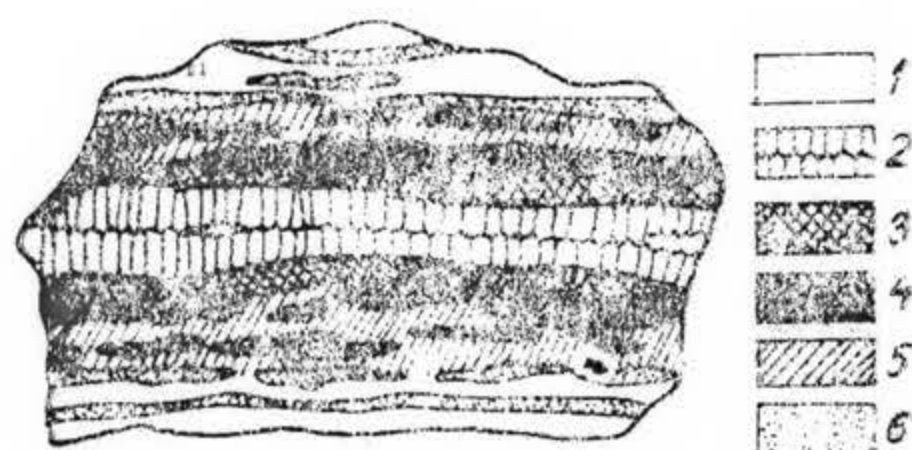


Fig. IV.6. Textură paralelă la minerale din zăcămintul Baia Sprie:

1 — jasp cuarțo-feruginos; 2 — cuarț cu textură îndințată; 3 — galenă; 4 — blendă; 5 — calcopirită; 6 — pirită.

dului de alterare cu distanța față de fractura filoniană și în același timp o dispunere zonală a diverselor tipuri de alterare în jurul filoanelor (fig. IV. 7). Principalele minerale de neoformație sînt: minerale argilitice, sericit, clorit, epidot, zoizit, adular, albit, cuarț, carbonați, zeoliți, pirită etc. Ele caracterizează o serie de procese de alterare, ca: greisenizare, turmalinizare, propilitizare, albitizare, adularizare, cloritizare, sericitizare, argilizare, carbonatizare, silicificare, alunizare, zeolitizare și piritizare.

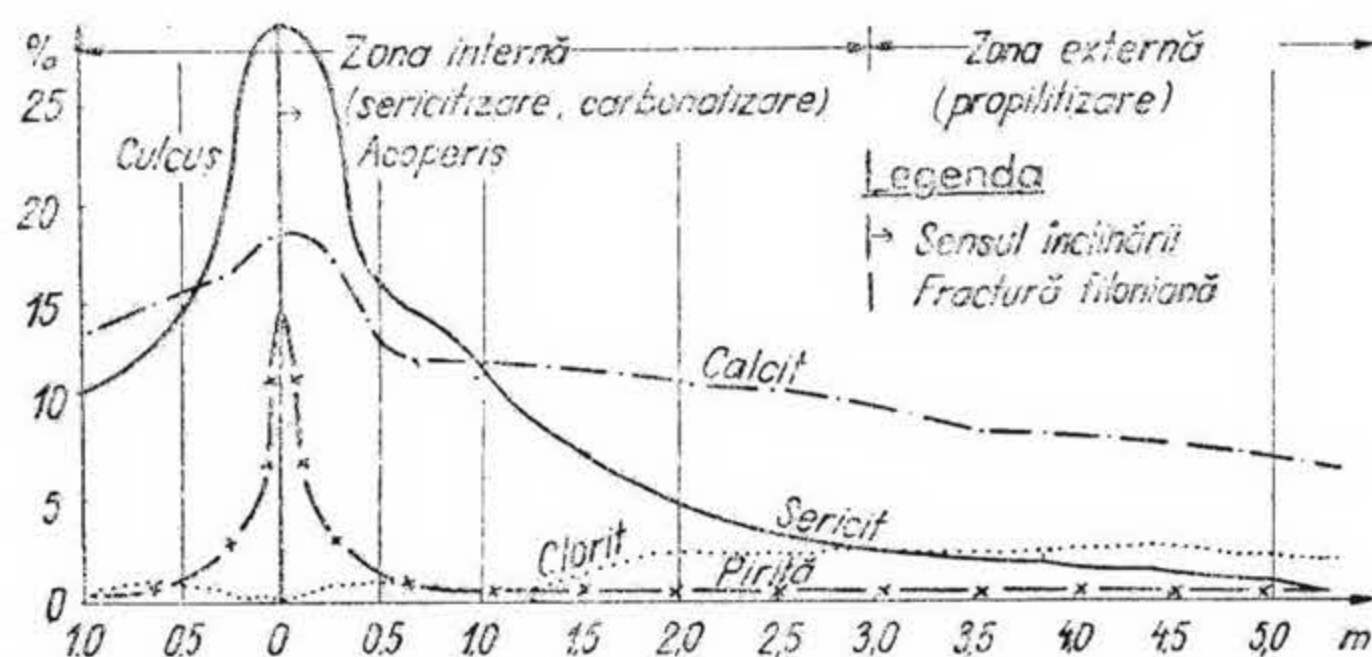


Fig. IV.7. Diagrama variației conținutului în principalele minerale de neoformație, funcție de distanța față de fractura filoniană în procesul alterării hidrotermale al andezitului cuarțifer cu amfiboli din cîmpul minier Haneș.

Clasificarea zăcămintelor hidrotermale a format obiectul cercetărilor multor oameni de știință W. Lindgren (1906, 1911) și ulterior L. Graton (1933) și A. B. Buddington (1955) le-au împărțit în: hipotermale (de adîncime mare), mezotermale (de adîncime medie), epitermale (de adîncime mică), teletermale (depărtate de sursa magmatică, de adîncime medie și temperatură mică), xenotermale (de adîncime mică dar temperaturi și presiuni mari) și leptotermale (de adîncime mică și temperatură medie).

3.1.4.1. **Zăcămintele hipotermale** s-au format la temperaturi de 770—570 K, presiuni de câteva mii de atmosfere și adîncimi de multe mii de metri. Sînt asociate cu roci intrusive din regiuni vechi, erodate, care au suferit alterări ca: greisenizare, turmalinizare, skarnifiere. În compoziția lor mineralogică intră un grup restrîns de minerale metalice: aur, casiterit, magnetit, oligist, wolframit, scheelit, molibdenit, pirotină, pirită, mispichel, calcopirită, blendă, rareori galenă, asociate cu: cuarț, mîce (cu litiu), turmalină, granați, amfiboli, apatit, fluorină, beril, etc.

Prezintă importanță economică pentru: Au (Kocikarsk și Djetigora în U. R. S. S., Morro-Velho în Brazilia, Porcupine și Noranda în Canada, Kolar în India, mineralizațiile de la Valea lui Stan în România); Sn (Zinwald în R. D. Germană, Cornwall în Anglia, R. P. Chineză); W (China de Sud, Birmania, Bolivia); Mo (Cerbă — Săvișin în România, Kutais și Umalta în U. R. S. S.); minereuri complexe de Pb, Zn, Cu (Broken-Hill în Australia, Sullivan în Canada); grafit (Ucraina, Sri Lanka); turmalină, topaz, beril (Siberia—U. R. S. S.); corindon, sillimanit și disten (Iacufia în U. R. S. S., India de nord).

3.1.4.2. **Zăcămintele mezotermale** sînt cele mai importante din punct de vedere economic, datorită diversității mineralogice, numărului mare și ponderii pe care o au în producția mondială.

S-au format la temperaturi de 570—450 K, adîncimi de 2—4000 m. și presiuni de 500—1000 atmosfere. Sînt asociate cu roci magmatice plutonice (granodiorite, diorite, monzonite cuarțifere), subvulcanice (microdiorite), efusive (andezite, dacite), dar și cu unele roci metamorfice și sedimentare. Rocile asociate au suferit alterări ca: listvenitizări, sericitizări (bereztizări), silicifieri, dolomitizări, serpentinizări etc.

Compoziția lor mineralogică este complexă: Au și Ag, sulfuri și arseniuri de diverse metale (Fe, Co, Ni, Cu, Pb, Zn), uraninit și pechblendă uraniferă, oligist, baritină, fluorină, cuarț, carbonați.

Se exploatează pentru: Fe (Lueta în România, Bakalsk în Ural, Eisenerz în Austria); Cu (Baia Sprie, Deva, Roșia Poieni în România, Bor—Maidanpek în Jugoslavia, Rio-Tinto în Spania, Kunrad în U. R. S. S., Butte-Montana și Bingham-Utah în S. U. A., Chuquicamata în Chile); Pb și Zn (Trebea în Jugoslavia, Rodopi în Bulgaria, Sadon și Salair în U. R. S. S.); Co și Ag (Ustinskoe în U. R. S. S., Cobalt City în Canada); Au (Berezovsk în Ural, Bendigo și Ballarat în Australia, Mother Lode în California—S.U.A.); U asociat cu Co, Ni, Ag și Bi (Ioachimov în Cehoslovacia, Erzgebirge în R. D. Germană, Shinkolobwe în Shaba-Zair, Marele lac al Urșilor în Canada); baritină și fluorină (Somova și Ostra în România, Transbaikal în U. R. S. S., S. U. A.); azbest-crisotil (Plavișevita în România, Bajenova în Ural); talc Șabrovsk în Ural); magnezit (Satka în Ural, Austria R. P. Chineză, R. D. Coreană).

3.1.4.3. **Zăcămintele epitermale** s-au format în intervalul de temperatură de 450—320 K, la adîncimi ce nu depășesc 1500 m și presiuni de câteva sute de atmosfere. Ele sînt asociate rocilor vulcanice neozoice (andezite, trahite, dacite, riolite și piroclastite) și sînt cantonate în aparate vulcanice, sau în formațiunile înconjurătoare, de fundament. Rocile gazdă au suferit transformări ca: propilitizări, cloritizări, sericitizări, argilizări, carbonatizări, adularizări, zeolitizări, silicifieri, alunizări și piritizări.

Deși aceste zăcămintele sînt numeroase, în ele sînt concentrate un număr restrîns de metale; Au și Ag în stare nativă sau combinate cu Te, sulfuri de Sb și Hg, sulfuri de Pb și Zn ± Cu, sulfosăruri, asociate cu gangă de: cuarț, calcedonie, opal, calcit etc.

Ca exemple cităm zăcămintele de: Au (Patrolaterul aurifer și M-ții Gutinului — România, Creep Creek și Goldfield în S. U. A., Noua Zeelandă, Java); Ag (Vetra Madre și Pachuca în Mexic); Hg (Izvorul Ampoiului și Sintimbru în România, Almaden în

Spania); Sb (Turgaisk în U. R. S. S.); Pb și Zn (Herja, Cavnic, Băița Crăciunești în România); As (Bulgaria, Transcaucasia); agat (Ahalisk în Azerbaidjan—U. R. S. S.).

3.1.4.4. **Zăcămintele teletermale** reprezintă concentrații depuse în faza finală a stadiului hidrotermal din soluții care au circulat la distanțe mari față de sursă, ceea ce a determinat condiții de temperatură, presiune și adâncime scăzută și o putere de reacție redusă cu rocile înconjurătoare. În această viziune sunt acceptate numai de către o parte dintre geologi, alții le consideră zăcămintele de infiltrație. Au forme de strat și rareori de filonase sau vinișoare, sunt cantonate în roci sedimentare (calcare, dolomite, gresii și conglomerate calcareoase) și sunt asociate genetic cu activitatea magmatică din aria mineralizată. Mineralogia lor e simplă și se reduce la câteva sulfuri comune (pirită, marcasită, calcopirită, bornit, calcozină, blendă, galenă, cinabru), cupru nativ și oxizi de cupru, uranovanadați (carnotit, tyuyamunit), asociate cu: carbonați, baritină, fluorină, ca minerale de gangă.

Sunt considerate ca făcând parte din tipul teletermal zăcămintele de: Cu (Djezkazgan în R. S. S. Kazahă, Copper Belt în Zambia, Kennecot în Alaska—S. U. A.); Pb și Zn (Silezia superioară în Polonia, Mississippi Valley în S. U. A.); Hg (Nikitovka și Haidarkan în U. R. S. S.); U și V (Platoul Colorado în S. U. A.).

3.1.4.5. **Zăcămintele xenotermale** s-au format din soluții hidrotermale aflate la temperaturi și presiuni ridicate, emise dintr-o magmă ajunsă în apropiere de suprafață, ceea ce determină ca mineralele să se depună pe o înălțime redusă. În ele găsim asociate spațial minerale de temperatură ridicată (620—430 K) ca: wolframit, scheelit, casiterit, oligist, magnetit și molibdenit cu minerale de temperatură scăzută (430—370 K) — stanină, tetraedit, sulfosăruri de arginit. Ganga reflectă aceste condiții și constă din: ortoză, turmalină, diopsid, augit, apatit, cuarț, dar și calcedonie. Sunt asociate vulcanismului neozoic, au cel mai adesea forme de filoane, iar rocile gazdă prezintă procese de alterare ce merg de la turmalinizări până la argilizări.

Ca exemple menționăm zăcămintele de Sn și Ag din Bolivia (Cerro Rico de Potosi) și cele de Sn, W, Cu, Au, și Ag din Japonia (Ikuno-Akenobe).

3.1.4.6. **Zăcămintele leptotermale** sunt zăcămintele formate la temperaturi corespunzătoare tipului mezotermal, dar la adâncimi mici (până la 1000 m). Apar asociate cu vulcanitele neozoice care au suferit transformări caracteristice pentru mezotermal și au o compoziție mineralogică complexă asemănătoare zăcămintelor mezotermale. Din această categorie fac parte și unele zăcămintele auro-argentifere și polimetalice din Patruaterul aurifer (Haneș).

3.1.5. ZĂCĂMINTE DE TRANZIȚIE VULCANOGEN-SEDIMENTARE

Vulcanismul submarin eliberează, ca și cel subaerian, exhalatii pneumatolitice și ape termale, ce transportă din bazinele magmatice o serie de metale (Si, Fe, Co, Ni, Cu etc.), alături de elementele volatile cunoscute. Ele pătrund și se dizolvă în apă. Pe de altă parte, apa marină, supraîncălzită în vecinătatea craterelor active și a zonelor de „hot-spot”, dizolvă și extrage o serie de elemente din lăvele și tufurile vulcanice submarine. Toate aceste produse vulcanice submerse, pătrunzând într-un mediu fizio-chimic diferit, interacționează cu el, mai ales cu elementele solubilizate de origine neovulcanică, se sortează și precipită. În felul acesta au luat naștere zăcămintele metalifere, stratiforme și lenticulare, asociate lăvelor magmatismului inițial de geosinclinal ofiolitic (diabaze, melafire, keratofire, limburgite, aplite, albitofire). Ele sunt mai frecvente în formațiunile precambriene și în parte în cele paleozoice,

Metalele s-au depus, fie ca sulfuri, fie ca oxizi și hidroxizi, iar în prezența CO₂ sub formă de carbonați.

În felul acesta s-au format zăcămintele de: Fe (ivirile de la Iulia în Dobrogea, Lahn-Dill în R. F. Germania, Vares în Croația); Mn (ivirile de la Soimș-Pirnești în munții Drocea, Graubünden în R. F. Germania); pirită cuprifere asociate subordonat și cu Zn, Pb etc. (Maggen în R. F. Germania, Urupsk în Caucazul de nord.) Cele mai multe din aceste zăcămintele sunt afectate de metamorfismul regional ulterior, cum este cazul zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă (Ghelar, Teluc) și a celor de pirită cuprifere din Carpații Orientali (Burloaia, Leșul Ursului, Bălan). Uneori peste procesul de metamorfism se suprapune și o fază hidrotermală tardivă (Gura Băii și Boița Hațeg în România), ceea ce face ca geneza lor să apară deosebit de complexă.

3.2. ZĂCĂMINTE EXOGENE

Zăcămintele formate în partea superioară a scoarței sau la suprafața ei, în condițiile de temperatură (285—290 K) și presiune (1 atm) de aici, cu participarea fenomenelor de alterare, transport și sedimentare, se numesc *zăcămintele exogene* și ele se clasifică în două clase: *zăcămintele de alterare* și *zăcămintele sedimentare*.

3.2.1. ZĂCĂMINTE DE ALTERARE

În formarea acestei clase de zăcămintele rolul principal îl au procesele de alterare, în timp ce transportul și sedimentarea lipsesc sau au un rol minor. Funcție de natura alterării și condițiile de formare se deosebesc zăcămintele: *eluviale-deluviale-proluviale* (de alterare fizică), *reziduale* (de alterare chimică) și de *infiltrație*.

3.2.1.1. **Zăcămintele eluviale-deluviale-proluviale (de alterare fizică).** Ca urmare a alterării fizice, la suprafața rocilor se formează o pătură de eluviu. Particulele mici și cele ușor solubile sunt transportate de către apele curgătoare, iar masa reziduală îmbogățită în minerale grele și insolubile se concentrează sub formă de depozite lenticulare și stratiforme eluviale (pe locul alterării) sau deluviale și proluviale, prin deplasarea pe versanți (fig. IV. 8).

Asemenea depozite iau naștere pe seama unor minerale petrogene din roci (cuarț, feldspați) sau metalogene din minereuri ce aflorează. Nu au dimensiuni mari, dar sunt importante pentru că indică prezența unor zăcămintele primare. Sunt cunoscute pentru: magnetit (muntele Blagodat în Ural), cromit (Ural), casiterit (Siberia orientală), aur (California—S. U. A.), monazit (Carolina—S. U. A.), columbit (Nigeria), baritină (Medvedev în Ural), corindon (Semiz—Bugă în Kazahstan), diamant (Africa de Sud), nisip cuarțos.

3.2.1.2. **Zăcămintele reziduale (de alterare chimică)** sunt formațiuni continentale, rezultate în urma alterării complexe — fizice și chimice — a rocilor. Ele au luat naștere pe seama componentelor insolubili, pe când produsele ușor solubile au fost îndepărtate în soluții apoase. Concentrarea s-a produs pe locul alterării. Formarea lor a fost condiționată de climat favorabil alterării (climat cald și umed) și de existența unui relief slab accidentat, care să permită, pe de o parte, concentrarea produselor alterării, iar pe de altă îndepărtarea soluțiilor apoase rezultate. S-au format astfel oxizi și hidroxizi de Fe, Mn, Al, Co, precum și hidrosilicați argiloși (montmorilonit, nontronit, caolinit) și de nichel (garnierit).

Minerurile reziduale, cu structură pămîntoasă și texturi colomorfă, cavernoasă sau scheletică, sînt de regulă cantonate pe locul alterării, sau în imediata lui apropiere, în golurile de dizolvare ale rocilor alterate, adeseori în calcare carstificate. Zăcămintele au forme de cuiburi, lentile, buzunare și rareori de strate neregulate. Alterarea, care avansează treptat în adîncime, determină formarea mai multor zone cu minerale de alterare diferite. În cazul peridotitelor și serpentinitelor nichelifere se constată, spre exemplu, patru asemenea zone (fig. IV. 9).

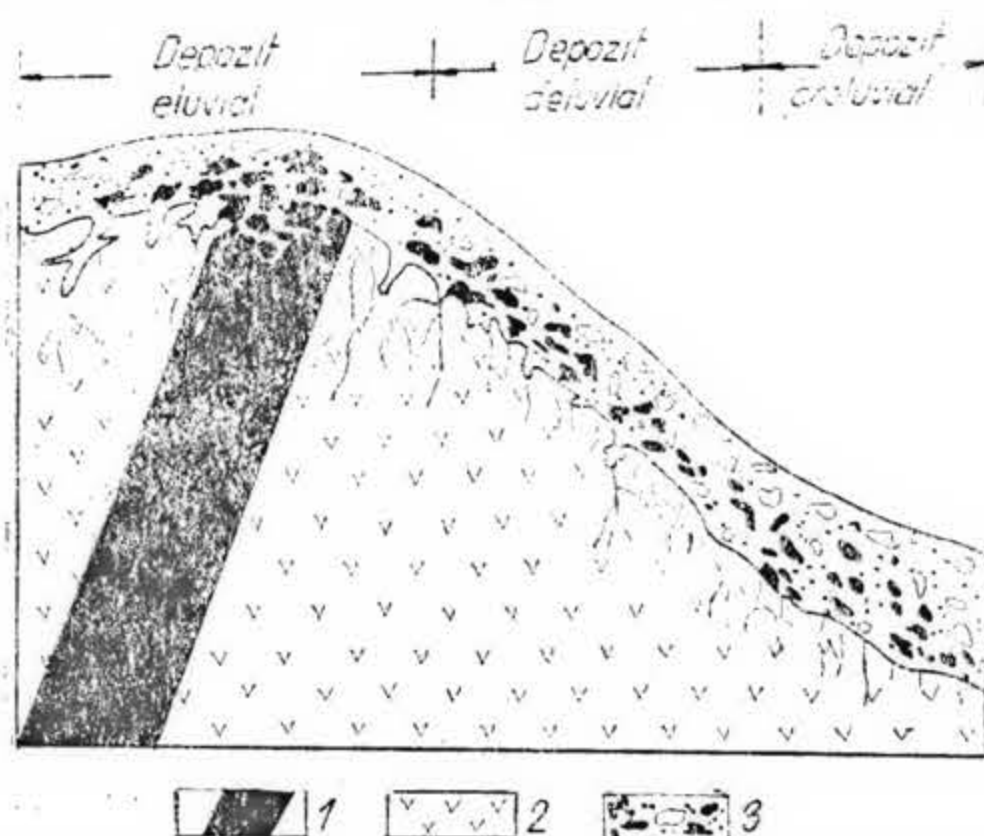


Fig. IV.8. Depozite eluviale, deluviale și proluviale formate prin alterarea fizică a unui zăcămint preexistent:

1 — minereu; 2 — rocă gazdă (andezit); 3 — depozite de alterare.

Zăcămintele reziduale prezintă importanță și se exploatează pentru: Fe (iviri la Vașcău—Moheasa în România, Malka în Caucaz, Lacul Superior în S. U. A.); Mn (Ural și Kazahstan în U. R. S. S., Austria, Spania); Al-bauxită (Munții Pădurea Craiului și Sebeșului în România, Spania, Franța, Grecia, Jugoslavia, Ungaria, U. R. S. S., S.U.A., Guiana Guineea); Ni (Noua Caledonie, Cuba, Ural); magnezit în serpentină (Ural, India, Africa de Sud); gips și anhidrit (Inder în U. R. S. S.).

3.2.1.3. Zăcămintele de infiltrație. Produsele solubile ale alterării pot trece în soluții apoase care circulă descendent, infiltrându-se prin formațiunile permeabile. Aceste soluții reci, foarte diluate, pot dizolva și unele minerale din rocile străbătute și preiau o serie de ioni de Na, K, Ca, Mg, Fe, Cu, V, U etc. Ajunse la saturație sau întâlnind roci favorabile precipitării (unele gresii și conglomerate calcareoase, calcare, roci bituminoase și carbunoase, cărbuni) depun sub formă de minerale elementele transportate. Unii geologi consideră totuși aceste zăcămintele ca fiind teletermale.

Astfel de depuneri epigenetice pot fi surse de: U (Bazinul Fergana în U. R. S. S., unele zăcămintele din Colorado—S. U. A., Minas Raga Peru); Fe (Alapaevsk în U. R. S. S.); borați; fosfați etc.

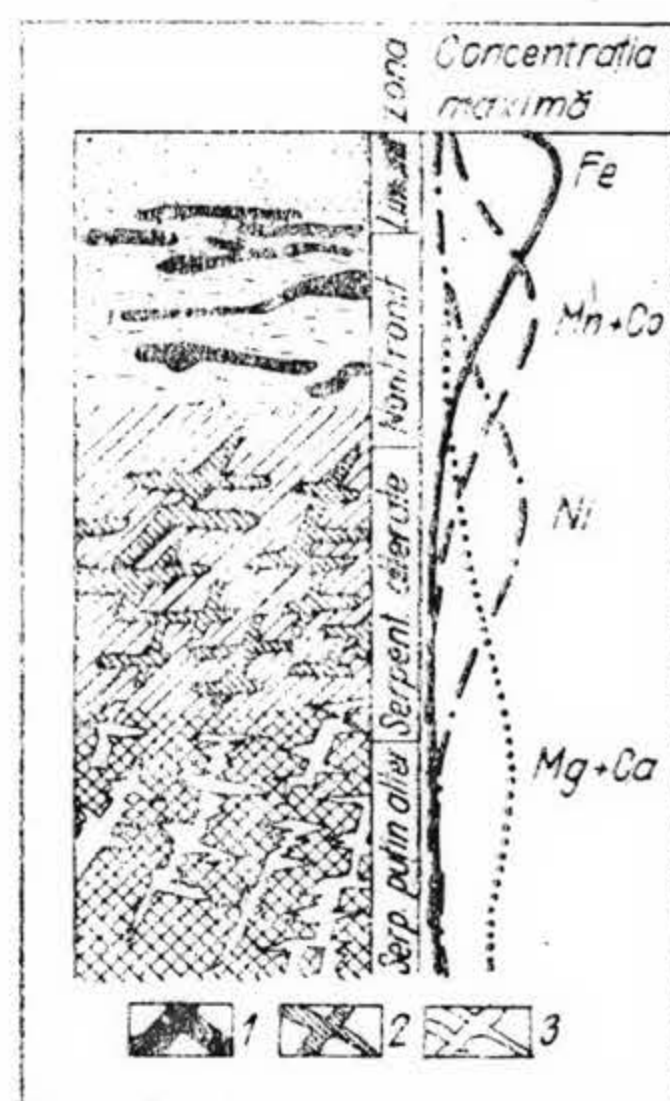


Fig. IV.9. Zonalitatea mineralizației într-un zăcămint rezidual de silicați de nichel (după V. I. Smirnov):

1 — hidroxizi de mangan și cobalt (asbolan); 2 — hidrosilicați de nichel; 3 — carbonați de calciu și magneziu.

3.2.2. ZĂCĂMINTE SEDIMENTARE

Zăcămintele sedimentare reprezintă acumulări de substanțe minerale utile formate pe seama produselor alterării, ce au fost transportate și redepuse în locuri favorabile concentrării lor (bazine de sedimentare). După natura materialului transportat (detritic sau solubilizat) și procesele de depunere și concentrare distingem: zăcămintele detritice (de concentrare mecanică), zăcămintele de evaporare și zăcămintele sedimentare chimice și biochimice.

3.2.2.1. Zăcămintele detritice (de concentrare mecanică).

Mineralele stabile la acțiunea chimică a agenților externi, puse în libertate prin alterarea rocilor și a unor zăcămintele preexistente, pot fi preluate și transportate de către ape și vînt și depuse în depozite detritice.

În funcție de agentul de transport și locul de depunere, zăcămintele detritice se clasifică în depozite: fluviatile (aluvionare), lacustre, marine (placers) și eoliene.

Zăcămintele fluviatile (aluvionare) au luat naștere în sectoarele în care cursurile de apă suferă schimbări de viteză de la un mal la altul, cum este cazul la ieșirea din zona de deal în zona de șes, cînd se formează cursuri meandrate. Locurile cele mai favorabile concentrării sînt cele de la interiorul meandrelor (fig. IV. 10).

Depozitele astfel formate se prezintă sub formă de strate, uneori lenticulare, de nisipuri și pietrișuri îmbogățite în minerale metalice. Ele se găsesc, atît în aluviunile actuale de vale, cît și în aluviunile mai vechi (de terase, aluviuni îngropate — fosile). Sînt importante pentru: Au (valea Arieșului și valea Bistriței în România; Ural, Lena și Amur în U. R. S. S.; California și Klondyke în S. U. A.; Australia); Pt (Ural, Africa de Sud, Columbia, Australia); zircon (iviri la Merişani pe V. Argeșului în România, Australia, S. U. A.); Nb și Ta (Brazilia, Nigeria, Australia); diamante (Lichtenberg în Africa de Sud, Zair, Brazilia); rubin (Mugok în Birmania); safir și acvamarin (Kașmir, Sri Lanka).

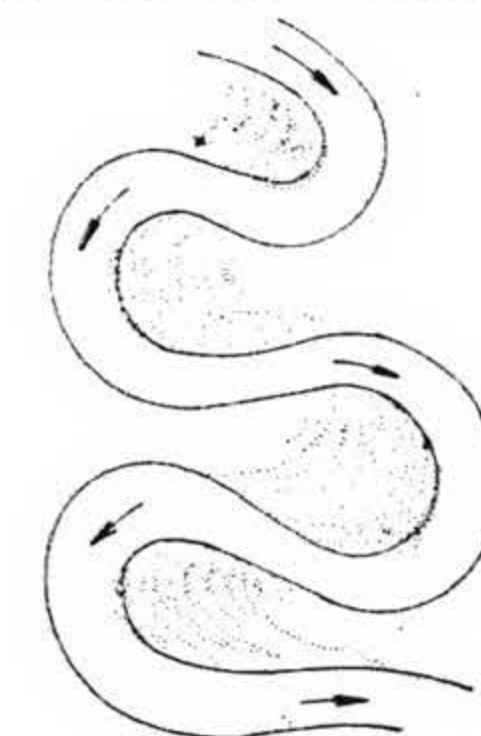


Fig. IV.10. Acumulări bogate de minereu aluvionar formate în partea interioară a meandrelor.

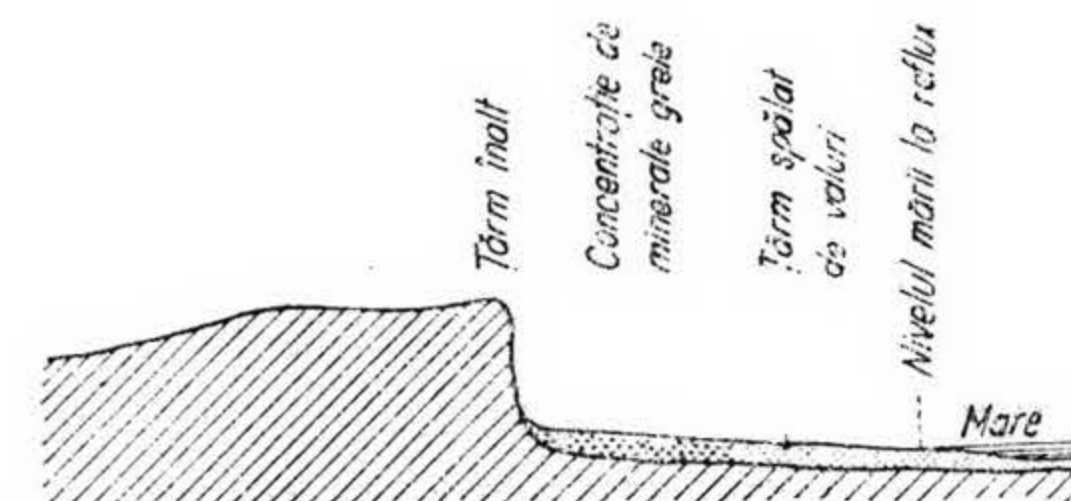


Fig. IV.11. Acumularea mineralelor grele care are loc la baza țărmurilor înalte în depozitele de plâciers (după V. I. Smirnov).

Zăcămintele marine (placers) s-au format în apropierea țărmurilor, în sectoarele de plajă, prin acțiunea de măcinare, transport și sortare a curenților marini și a valurilor. Concentrațiile stratiforme sînt localizate la baza țărmurilor înalte (fig. IV. 11). Dintre

zăcămintele marine se dau ca exemplu concentrațiile de: Au (Alaska—S. U. A., Ghana); casiterit și wolframit (Malaczia, Indonezia); monazit (Minas Geraes în Brazilia, Travancore în India); zircon Australia, Brazilia); Nb și Ta (Nigeria, Zair, Brazilia); magnetit-ilmenit-rutil (Japonia, Italia); diamante (Namibia).

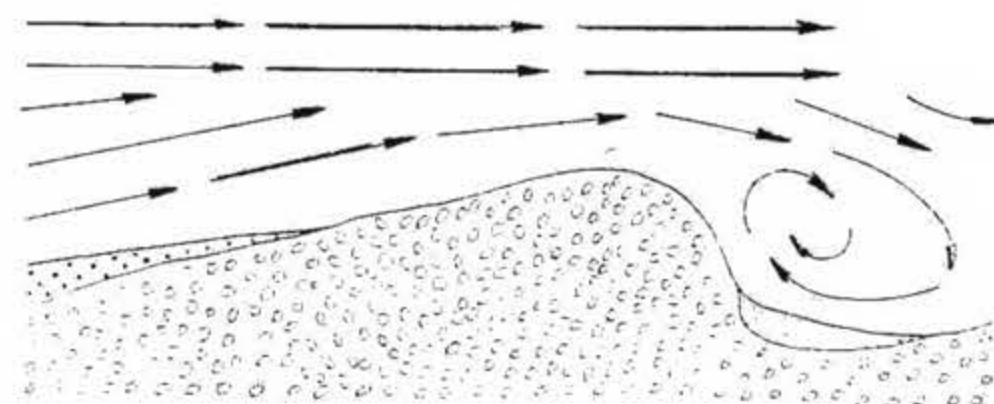


Fig. IV.12. Concentrarea mineralelor grele produsă pe versanții alungați ai dunelor, din direcția de circulație a vinturilor (după V. I. Smirnov).

Zăcămintele eoliene au luat naștere prin concentrarea mineralelor grele pe versanții alungați ai dunelor, din direcția de circulație a curenților de aer (fig. IV. 12). Importanța lor economică este mai redusă dar sînt citate în literatură dune aurifere în zona Samarkand (U. R. S. S.).

3.2.2.2. Zăcămintele de evaporare reprezintă depozite formate pe seama celor mai solubile elemente, care formează în mod obișnuit salinitatea oceanului planetar (tabelul IV. 3). Aceste elemente se găsesc dissociate în stare ionică în apa mărilor, oceanelor și a

Tabelul IV.3

Conținutul în săruri al apei marine

Sarea	Greutatea absolută, %	Greutatea relativă, %
NaCl	2,723	77,76
MgCl ₂	0,381	10,88
MgSO ₄	0,165	4,74
CaSO ₄	0,126	3,60
K ₂ SO ₄	0,086	2,46
CaCO ₃	0,012	0,34
MgBr ₂	0,007	0,22
Total	3,500	100,00

unor lacuri sărate de unde, în condiții ce favorizează o concentrație excesivă, peste cea critică, pot precipita, depunându-se sub forma unor pături continue pe fundul bazinelor de sedimentare. Asemenea condiții se realizează în unele lacuri din depresiunile continentale ale unor regiuni deșertice (Walther 1900), ochiuri izolate de mare—golfuri și lagune—(Ochsenius 1877), bazine deschise (Sloos 1953, Schmalz 1969) sau în zonele „sabhka” de

plajă deșertică prin procese diagenetice (Scherman 1966, Kiusman 1969, Friedman 1972), în prezența unui climat arid (cald și lipsit de precipitații), capabil să favorizeze o evaporare intensă urmată de creșterea concentrației. Realizarea concentrării prin evaporare și grosimea mare a depozitelor rezultate au fost explicate prin teoria barierelor elaborată de Ochsenius și completată de o serie de cercetători sovietici și americani. Depozitele de evaporite, deși inițial au avut forma de strate, adesea au dat naștere la corpuri diapire de forme foarte diferite (masiv izometrice neregulate, cilindroizi, corpuri în formă de ciupercă sau pană etc.), favorizate de marea plasticitate a mineralelor componente.

În astfel de zăcămintele se găsesc concentrate peste 30 de minerale, în special: cloruri (sare gemă, silvină, carnalit, bischofit), clorosulfati (kainit), carbonați (natron, calcit, dolomit), sulfati (anhidrit, gips, kiserit, glauberit, epsomit, mirabilit, thenardit, polihalit), borați (kaliborit, pandermat, ulexit). Dintre acestea doar sarea gemă, gipsul și anhidritul sînt foarte frecvente și pot forma depozite aproape monominerale. Prezintă importanța economică pentru: gips și anhidrit asociate de regulă cu argilite, calcare și dolomite (Silurianul din America de Nord, Devonianul din depresiunea Moscovei, Miocenul din Subcarpați, Eocenul din Bazinul Transilvaniei); sare gemă (Donbas, Cambrianul din Siberia și Iran, Silurianul din America de Nord, Jurasicul și începutul Cretacicului din Asia, Miocenul din Ucraina subcarpatică și Subcarpații românești—Slănic Prahova sau din Bazinul Transilvaniei—Dej, Ocna Mureșului, Ocna Sibiului, Praid); săruri de potasiu (Solikamsk, Bahmut, Iletk în U. R. S. S., Stassfurt în R. D. Germană, Texas în S. U. A., Mexic, Tg. Ocna-Gălean și V. Tazlăului în România); borați (Panderm și Turcia, California și Oregon în S. U. A., U. R. S. S.); iodați (deșertul Atacama din America de Sud); carbonați și silicați de sodiu (California, Wyoming în S. U. A., Canada, Mexic).

3.2.2.3. Zăcămintele sedimentare chimice și biochimice. În afara elementelor menționate în tabelul 3 apa mărilor și oceanelor conține în soluție cantități mult mai mici de Al, Fe, Mn, Co, Ni, Ti, V, Cu, Mo, U, etc., Ele provin din alterarea rocilor continentale, ale căror elemente solubilizate sînt transportate de către apele curgătoare în stare coloidală sau sub formă de sulfati și bicarbonați acizi solubili, precum și din erupțiile vulcanice submarine. Ajunse în apa mărilor și oceanelor, în funcție de solubilitatea și condițiile fizico-chimice întâlnite, se produce o diferențiere a concentrării lor (fig. IV. 13).

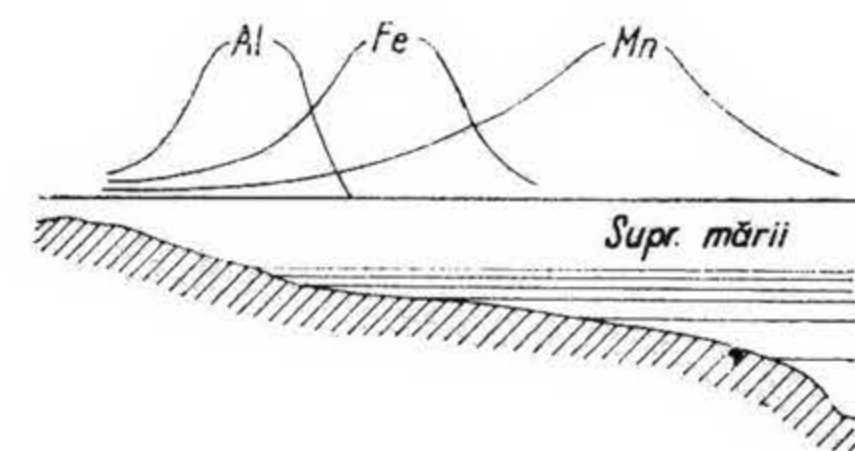


Fig. IV.13. Repartiția conținuturilor de Al, Fe și Mn în apa mărilor (după V. I. Smirnov).

Precipitarea mineralelor are loc pe cale anorganică sau cu participarea diverselor organisme. Ele constau din: oxizi și hidroxizi (limonit, goethit, hematit, braunit, hausmanit, piroluzit, psilomelan, boehmit, diaspor, hidrargilit, oxizi de U și V, calcădonie și opal); carbonați (calcit, dolomit, siderit, rodocrozit, manganocalcit); silicați (glaucconit, chamosit, thuringit); fosfați (fluorapatit, clorapatit) și uneori sulfuri (pirită, marcasită,

melnikovit). Concentrațiile prezintă structuri oolitice, concreționare sau pămîntoase și texturi compacte ori stratificate. Forma de zăcămint cea mai răspîdită este aceea de strat adesea cu extindere pe suprafețe mari. Depozitele sînt asociate cu roci carbonatice și silicioase de precipitație chimică și biochimică, precum și cu sedimente detritice, cu care apar interstratificate. În șisturile negre bituminoase se constată concentrarea preferențială a sulfurilor de Fe, Co, Mo, Cu, uranovanadaților și hiroxizilor de U și V. Asemenea șisturi conțin obișnuit între 0,001 și 0,01 % V.

Aceste zăcămint sînt surse importante de minereuri de Fe (Căpușul Mic în România, Alsacia și Lorena în Franța, Kerci în U. R. S. S.); Mn (Nikopol în Ucraina și Ciaturi în Gruzia — U. R. S. S., Franța, Maroc); Al (Tihvinsk și Krasnaia Șapocika în U. R. S. S., Surinam, Australia); Cu (Mansfeld în R. F. Germania, regiunea Shaba în Zair, Zambia); U (Chattanooga—Tennessee în S. U. A., U. R. S. S., Franța, Norvegia, Suedia); S format prin reducerea sulfatilor (Pucioasa—Dimbovița în România, Sicilia, Texas și Luisiana în S. U. A.); baritină și fluorină (Pessens în Franța, Derbyshire în Anglia, Kentucky și Illinois în S. U. A.); fosfați (Karatau în Kazahstanul de vest—U. R. S. S., Tun Shon în R. P. Chineză, podișul Podoliei, Florida și Carolina în S. U. A. Africa de Nord). Alături de ele mai trebuie menționate și rocile utile: calcarele și dolomitele chimice sau biochimice, magenzitele (Salcinsk în U. R. S. S., Weitsch în Austria, Manciuia); diatomitele (Racoșul de Sus, Pătirlagele și Adam Clisi în România); radioarite; spongolite etc.

Tabelul IV.4

Conținutul în metale al nodurilor oceanice

Metalul	Variația conținutului, %	Conținutul mediu, %
Mn	8—50	24
Fe	2,5—27	14
Co	0,014—2,3	0,35
Ni	0,16—2,0	0,99
Ti	0,11—1,7	0,67
V	0,021—0,11	0,054
Cu	0,028—1,6	0,53
Mo	0,01—0,15	0,05

Expedițiile oceanografice au stabilit că în cîmpiile abisale ale oceanelor Pacific, Atlantic și Indian, la adîncimi de 2500—3000 m, sau pe suprafețele continentale ale mărilor Baltică, Albă, Barents, la adîncimi situate sub 200 m, se formează unele concentrații metalifere sub formă de concrețiuni (noduli). Aceștia au diametrul cuprins între 0,5 și 25 cm și conțin, în medie, 24% Mn și 14% Fe, precum și alte metale (tabelul IV.4).

3.3. ZĂCĂMINTE METAMORFOGENE

Zăcămintele metamorfogene s-au format prin procese de metamorfism în cadrul metamorfismului regional (cele formate prin metamorfismul de contact au fost încadrate în grupa zăcămintelor magmatogene).

Metamorfismul regional, produs în legătură cu marile mișcări orogenice, este legat de importante deplasări mecanice a unor mari mase de roci (cutări, curgeri plastice, falieri, șariaje), efectuate sub influența unor uriașe presiuni de origine internă sau externă (stress). Din acest motiv, el are un important efect dinamo-termic, care determină o serie de transformări microchimice și structurale, ale căror direcții sînt supuse legilor fizice și chimice. În acest proces iau naștere noi minerale pe seama mineralelor preexistente, iar formarea lor reprezintă o adaptare la noile condiții de temperatură și presiune. Drept urmare unele dintre mineralele vechi se vor descompune, iar elementele eliberate se vor recombina în produse noi altele se vor dezvolta rectalizînd, iar cristalele mixte își vor schimba compoziția.

Principalii factori ai metamorfismului sînt *temperatura, presiunea și agenții mineralizatori*.

Teoretic și experimental s-au stabilit pentru metamorfismul regional următoarele temperaturi: 720—870 K temperatura de stabilitate a calcitului, 870 K a cloritului, 970—1020 K a muscovitului și 1170—1220 K temperatura caracteristică pentru paragenza cu hipersten. La o creștere a temperaturii de 20 K pe km, la adîncimea de 30—40 km corespunde o temperatură de 870—1070 K și o presiune de 15—17 kbar.

Agenții mineralizatori sînt reprezentați prin: apă, care poate proveni din porii rocilor, din mineralele hidratate, din deshidratarea unor organisme, din zonele adînci (apă juvenilă) și prin presiunea parțială a emanațiilor de CO₂ și a altor gaze ce provin din zonele adînci.

Zăcămintele metamorfogene se împart în două clase: *zăcămintele metamorfozate și zăcămintele metamorfice*.

3.3.1. ZĂCĂMINTE METAMORFOZATE

S-au format în urma metamorfismului regional pe seama zăcămintelor preexistente (de alterare, sedimentare, magmatogene, sedimentar-vulcanogene), care în urma transformărilor suferite au căpătat forme și compoziții mineralogice caracteristice metamorfismului. Ele sînt cantonate de regulă în șisturi cristaline (cuartite feruginoase sau itabirite, jaspuri, șisturi cloritoase, calcare și dolomite cristaline, etc.). Minereurile prezintă structuri granoblastice, porfiroblastice, lepidoblastice și lamelare, iar texturile sînt cataclazate, șistoase și gnaisice. Dintre mineralele preexistente, hidroxizii trec prin deshidratare în oxizi, mineralele anhidre recrystalizează sau se mențin ca atare dar suferă deformații mecanice.

Funcție de intensitatea metamorfismului se întîlnesc mai multe faciesuri caracterizate prin paragenze mineralogice distincte (tabelul IV.5).

Forma de zăcămint este aceea de lentilă sau strat lenticular uneori cu dimensiuni foarte mari.

Prezintă importanță economică pentru minereuri de: Fe (Poiana Ruscă, Palazu Mare în România; Krivoi Rog și Kursk în U. R. S. S.; Lacul Superior în S. U. A.; Minas Geraes în Brazilia; Cerro Bolivar în Venezuela; India, Algeria, Mauritania, Australia); Mn (M-ții Bitriței, M-ții Lăpușului și M-ții Semenici în România; Uralul de Sud și Kazahstan în U. R. S. S.; Postmasburg în Africa de Sud; India); Cu (Carpații Orientali și Altin Tepe în România; Lacul Superior în S. U. A.; Stordö și Lökken în Norvegia); Pb și Zn (Muncelul Mic în România; Broken Hill în Australia); Au (Witwater-

Faciesurile metamorfismului regional și zăcămintele metamorfogene

Faciesul	Minerale conducătoare	Zăcămintele	
		Metamorfizate	Metamorfice
Zeolitic	Cuart, albit, clorit, garnierit	Concentrații de cupru de tip Lacul Superior	—
Șisturilor verzi	Cuart, albit, biotit, muscovit, tremolit, cianit, epidot.	Magnetit + hematit + cuarțit; Aur + uraniu; Carbonați; Șmirghel.	Concentrații de: Grafit; Asbest; Talc.
Șisturilor cu glaucofan	Cuart, spessartin, rhodonit, glaucofan, egrin, jadit, muscovit, epidot, clorit, calcit.	Silicați și carbonați de mangan; Mineruri de zinc; Magnetit în amfibolite.	—
Amfibolitic	Cuart, disten, staurolit, plagioclazi, granați, hornblendă, diopsid, mice.	Mineruri de fier de tip itabirit (taconit); Șmirghel; Ilmenit.	Disten; Sillimanit; Diaspor; Andaluzit; Corindon; Grafit.
Granulitic	Cuart, plagioclazi, feldspați potasici, hornblendă, diopsid, hipersten, granați, sillimanit, biotit, rutil.	Magnetit cu amfiboli și piroxenit; Rutil.	Cuarțite; Granați.
Eclogitic	Omfacit, granați, disten, enstatit, rutil.	Concentrații de titan (rutil).	—

srand în Africa de Sud); U(Blind River în Canada; Jacobina în Brazilia); apatit (Kazakhstan—U. R. S. S.); corindon și șmirghel (Ural—U. R. S. S.; Naxos și Smirna în Grecia); ilmenit și rutil (S. U. A., India).

3.3.2. ZĂCĂMINTELE METAMORFICE

Au rezultat în urma metamorfismului regional a unor roci lipsite de importanță economică, care prin recristalizări și formare de minerale noi pot deveni surse de substanțe utile. Ele pot fi importante surse de: grafit (Baia de Fier în România; Ucraina și Ural în U. R. S. S.; regiunile Ontario și Quebec din Canada); azbest (Banatul de Sud în România; Bajenov în Ural — U. R. S. S.; Quebec în Canada); talc (Cerișor—Lelese și Nucșoara în România; U. R. S. S.; Franța, S. U. A.); disten și sillimanit M-ții Sebeșului în România; Iakutia, peninsula Kola și Carelia în U. R. S. S.); granați și staurolit (Ural și Carelia în U. R. S. S.); ardezii rezultată din șisturile argiloase (Caucazul de Nord și Ural în U. R. S. S.) marmure (Rușchița în România; Italia); cuarțite (Carpații Orientali și Meridionali în România; Bilimbaevski—Ural).

4. CLASIFICAREA ZĂCĂMINTELOR

Numărul mare, diversitatea paragenazelor mineralogice și a conținuturilor de substanțe minerale utile, natura petrografică a rocilor cu care apar asociate spațial, ca și condițiile geologice foarte diferite de formare, cu implicații asupra formelor, conținuturilor și condițiilor de exploatabilitate, au făcut necesară clasificarea zăcămintelor. Prima clasificare s-a datorat lui George Agricola (1516) și a avut la bază criterii morfologice. De atunci și până în prezent au fost create numeroase clasificări fundamentate pe diverse criterii morfologice, mineralogice, petrografice, genetice, industriale etc.

Din numărul mare de clasificări, unele foarte complexe și laborioase, reținem pentru scopul urmărit, ca fiind mai utile două: clasificarea genetică și clasificarea industrială.

Clasificarea genetică are drept criterii: locul de formare (în interiorul sau la suprafața scoarței), natura proceselor geologice (magmatogene, de alterare, sedimentare, metamorfogene), condițiile fizice (temperatură, presiune, adâncime) și chimice (natura soluțiilor mineralizante, chimismul lor și căile de depunere a mineralelor). Potrivit acestor criterii, zăcămintele sînt clasificate în trei mari grupe, fiecare cuprinzînd: clase, tipuri și subtipuri (tabelul IV. 6).

Clasificarea industrială are la bază criterii economice și conform ei, zăcămintele sînt încadrate în patru grupe (metalifere, nemetalifere, combustibili minerali, hidromineruri și gaze). În cadrul grupelor se diferențiază clase și tipuri, funcție de natura substanței utile, ramurile economice în care pot servi ca materii prime și starea de agregare fizică, ce determină specificul metodelor de exploatare (tabelul IV. 7).

Clasificarea genetică a

Grupa	Clasa	Tipul	Subtipul
Magma	Lichid magmatică (ortomagmatică, magmatică propriu-zisă sau de segregare magmatică)	Protomagmatic (magmatic timpuriu)	—
		De licație (imiscibilitate)	—
		Carbonatitic	—
		Histeromagmatic (magmatic tardiv)	De impregnație De injecție
	Pegmatitică	Pegmatite de linie directă (simple, granitice)	—
		Pegmatite de linie încrucișată (hibride, complexe, migmatitice)	—
	Pneumatolitică	De metamorfism de contact	Termic (izochimic)
			Metasomatic (pirometasomatic)
		De exhalatie (vulcanice)	—
	Hidrotermală	Hipotermal	—
		Mezotermal	—

Tabelul IV.6.

Zăcămintelor de minereuri

Parageneze mineralogice caracteristice
— Cromit, platină și metale asociate, olivină, piroxeni, plagioclazi bazici ± diamant. — Zircon, monazit, loparit, nefelin.
Pirotină, pentlandit, pirită, calopirită, sperylit ± magnetit.
Niobo-tantalaji, minerale de pământuri rare, apatit, zircon, sfen, ilmenit, titanomagnetit, thorit, betafit, uranothorit.
Titanomagnetit, cromit, ilmenit, platină și metale asociate, apatit, nefelin, vezuvian, turmalină, cromiferă ± grafit.
— Cuarț, feldspați potasici, muscovit ± biotit. — Cuarț, feldspați potasici, muscovit, biotit, plagioclazi (albit, oligoclaz), beril, fluorină, apatit, lepidolit, spodumen, uraninit.
Feldspați potasici și plagioclazi, mize, granați, piroxeni (diopsid), scapolit, nefelin, turmalină, disten, andaluzit, corindon, casiterit, titanit, minerale de U și Th, minerale de pământuri rare, niobo-tantalaji, wolframit, scheelit, molibdenit.
Calcit, dolomit, wolastonit, anortit, diopsid, tremolit, cordierit, andaluzit, sillimanit, staurolit, scapolit, grafit.
— Skarne calcaroase: magnetit, oligist, franklinit, cuarț, pirită, pirotină, calcopirită, blendă, galenă, molibdenit, mispichel, wolframit, scheelit, calcit, siderit, fluorină, baritină, piroxeni (diopsid-hedenbergit), granați (andradit-grosular), wolastonit, scapolit, epidot, amfiboli (actinot, tremolit), clorit. — Skarne magneziene: magnetit, oligist, spinel, cuarț, pirită, pirotină, calcopirită, blendă, calcit, magnezit, ludwigit, kotoit, piroxeni (diopsid-hedenbergit), granați (andradit-grosular), forsterit, serpentin, amfiboli, flogopit, cloritoid, epidot.
Fluorină, silvină, sare, sassolit, sulf, realgar, auripigment, blendă, galenă, covelină, cinabru, tenorit, cuprit, hematit, opal, calcedonie, sulfați (gips, thenardit).
Aur, casiterit, magnetit, oligist, wolframit, scheelit, molibdenit, pirotină, pirită, mispichel, calcopirită, blendă, turmalină, granați, fluorină, apatit, cuarț, topaz, beril.
Aur și argint, sulfuri și arseniuri de Fe, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, uraninit, pechblendă uraniferă, oligist, baritină, fluorină, cuarț, calcit, dolomit, siderit.

Grupa	Clasa	Tipul	Subtipul
Exogenă		Epitermal	—
		Teletermal	—
		Xenotermal	—
		Leptotermal	—
	De tranziție (vulcanogen-segimentară)	—	—
	De alterare	De alterare fizică	Eluvial Deluvial Proluvial
		De alterare chimică	Rezidual De infiltrație
		Detritic	Fluviatil (aluvionar) Lacustru Marin (placers) Eolian
	Sedimentară	De evaporare	—
		Sedimentar chimic și bio-chimic	—
Metamorfoză	Metamorfozată		
	Metamorfică		

Tabelul IV.6 (continuare)

Parageneze mineralogice caracteristice
Aur și argint, telururi, cinabru, stibină, sulfuri de Pb, Zn ± Cu, alabandină, sulfosăruri, cuarț, calcedonie, opal, calcit, rodocrozit, adular, zeoliți.
Pirită, marcasită, calcopirită, bornit, calcozină, blendă, galenă, cinabru, cuprit, tenorit, carnotit, tyuyamunit, autunit, tornbernit, calcit, dolomit, cuarț, fluorină, baritină.
Magnetit, oligist, casiterit, stantină, wolframit, scheelit, molibdenit, tetraedrit, sulfosăruri de argint, ortoză, turmalină, diopsid, flogopit, apatit, cuarț, calcedonie, alunit.
Au și Ag, sulfuri de Fe, Cu, Pb și Zn, cuarț, calcit, baritină.
— Magnetit, hematit, psilomelan, hausmanit, siderit, dolomit, rodocrozit, jasp, cuarț. — Pirită, calcopirită ± blendă și galenă ± minerale de Au, Ag și U, cuarț ± magnetit.
Cuarț, feldspați potasici și plagioclazi, magnetit, cromit, casiterit, aur, monazit, columbit, baritină, corindon, diamant.
Oxizi și hidroxizi de Fe, Al, Mn, Co, magnezit, gips și anhidrit, montmorilonit, nontronit, caolin, garnierit.
Borați, fosfați, siderit, sulfuri de Fe, Cu, uranovanadați (carnotit, tyuyaxunit).
Aur, argint, platină, osmiu, iridiu, cuarț, titanomagnetit, ilmenit, rutil, cromit, casiterit, corindon, diamant, wolframit, zircon, beril, monazit, tantalit, columbit, thorit, topaz, leucocen, pyroclor, apatit, etc.
Sare, silvină, carnalit, kainit, glaserit, polihalit, anhidrit, gips, glauberit, natron, kaliborit.
Limonit, hidrogoethit, goethit, hidrohematit, braunit, hausmanit, piroluzit, psilomelan, boehmit, diaspor, hidrargilit, oxizi de U și V, calcit, dolomit, siderit, chamosit, thuringit, glauconit, fosforit ± sulfuri.
— Oligist, magnetit ± siderit + sulfuri metalice, cuarț. — Rodocrozit, rhodonit, spessartin, cuarț. — Aur, oxizi de uraniu ± rutil ± titanit, cuarț.
Cuarț, asbest, talc, grafit, disten, sillimanit, andaluzit, staurolit, granați.

Clasificarea industrială a

1. Zăcămintele de minereuri metalifere	2. Zăcămintele de minereuri nemetalifere
1.1. Minereuri pentru metale feroase: Fe, Mn, Cr, Ni, Co, Ti, W, Mo, V.	2.1. Minereuri materii prime pentru industria metalurgică și refractară. 2.1.1. Fondanții folosiți în metalurgie: fluorină, calcit, dolomit, criolit, nefelin, feldspați și cuarț. 2.1.2. Materiale refractare și izolatoare termice: grafit, magnezit, cuarțit, sillimanit, andaluzit, disten, serpentinit, cromit, bauxită, asbest, vermiculit, talc, pirofilit.
1.2. Minereuri pentru metale neferoase: Cu, Pb, Zn, Sn, Sb, Hg, Bi.	2.2. Minereuri materii prime pentru industria ceramică și a sticlei. 2.2.1. Ceramică ordinară: argilă comună, montmorillonit, lehm. 2.2.2. Ceramică fină: argilă caolinitică, feldspați potasici. 2.2.3. Sticlă și cristal: cuarț, fluorină, minerale de bor, cuarț și gresii cuarțoase.
1.3. Minereuri pentru metale ușoare: Al, Li, Be, Mg.	2.3. Minereuri materii prime pentru industria chimică: sare, sulf, pirită, arsen, mispichel, realgar, auripigment, fluorină, baritină, witherit, alunet, celestină, stronțianit, calcit, aragonit, anhidrit gips.
1.4. Minereuri pentru metale prețioase: Au, Ag, Pt, Pd, Os, Ir.	2.4. Minereuri materii prime pentru îngrășăminte agricole: apatit, fosforit, săruri de K, azotați, borai, datolit, glauconit.
1.5. Minereuri pentru metale radioactive: U, Ra, Th, Ac.	2.5. Minereuri materii prime pentru industria abrazivilor. 2.5.1. Abrazivi silicioși: cuarț, cuarțit și gresii cuarțoase, topaz, granați. 2.5.2. Abrazivi nesilicioși superiori: șmirghel natural, corindon, diamant industrial.
1.6. Minereuri pentru metale rare și disperse: Zr, Hf, Nb, Ta, pământuri rare, Cd, Ga, Ge, In, Tl, Re, Rb, Te, Se.	2.6. Minereuri materii prime pentru industriile electrotehnică și optică. 2.6.1. Minerale dielectrice: muscovit, flogopit, asbest. 2.6.2. Cristale piezoelectrice: cuarț, turmalină. 2.6.3. Minerale optice: fluorină, cuarț, calcit, halit, muscovit, gips.

Tabelul IV.7

zăcămintelor de minerale utile

3. Zăcămintele de combustibil minerali	4. Hidrominereuri și gaze necombustibile
3.1. Substanțe combustibile solide. 3.1.1. Humiți: turbă, lignit, cărbuni brunii, huile, antracit. 3.1.2. Sapropeliți: bughead, cannelcoal, șisturi bituminoase, asfalt, ozocherită. 3.1.3. Liptobioliți: gagat, tasmanit, chihlimbar. 3.1.4. Combustibili radioactivi: U, Th. 3.2. Substanțe combustibile fluide. 3.2.1. Combustibili lichizi: țiței greu (naftenic), țiței ușor (parafinic), ape termale. 3.2.2. Combustibili gazoși: gaze naturale combustibile din seria metan (CH_4)—butan (C_4H_{10}).	4.1. Apă dulce potabilă sau pentru uz industrial și în irigații agricole. 4.2. Apă sărată de mare. 4.3. Ape balneare (carbonatice, sulfuroase, radioactive, etc). 4.4. Ape minerale. 4.5. Apă fosilă de zăcămint de hidrocarburi cu: I, Br, Ra, etc. 4.6. Nămoluri curative și nămoluri purtătoare de elemente utile. 4.7. Gaze necombustibile (B , CO , H_2S) și gaze inerte (He , Ne , Ar , Kr , Rd).

1. Zăcămintele de minereuri metalifere	2. Zăcămintele de minereuri nemetalifere
	<p>2.7. Materiale de construcții.</p> <p>2.7.1. Pietre de construcții: gresie, calcar, granit, andezit, bazalt, etc.</p> <p>2.7.2. Pietre decorative: granit, porfir cuarțifer, sienit, marmură, travertin, calcar zoogen, malachit, azurit.</p> <p>2.7.3. Materiale pentru lianți: calcar, marnă, gips, anhidrit.</p> <p>2.7.4. Agregate pentru mortare și betoane: nisip, pietriș, piatră ponce.</p> <p>2.8. Pietre prețioase și semiprețioase.</p> <p>2.8.1. Pietre prețioase: diamant, rubin, safir, smarald, topaz, acvamarin, alexandrit.</p> <p>2.8.2. Pietre semiprețioase: spinel, granați, ametist, citrin, agat, opal, jasp, rodonit, lazurit, nefrit.</p>

5. TIPURI GENETICE ȘI RĂSPÂNDIRE

5.1. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI PENTRU METALE FEROASE

Din această clasă fac parte concentrațiile acelor metale care formează materii prime pentru industria siderurgică și intră împreună cu fierul în compoziția principalelor aliaje feroase, fonte și oțeluri: Fe, Mn, Cr, Ti, V, Ni, Co, Mo, W.

5.1.1. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE FIER

5.1.1.1. Tipuri genetice de zăcămintele de fier

a) *Histeromagmatic* — cu minereul constituit din magnetit titanovanadifer și ilmenit: Căzănești—Ciungani, Kirunavaara, Gällivara.

b) *Pirometasomatic* — cu minereul format din magnetit și hematit \pm sulfuri și minerale de skarn: Ocna de Fier, Magnitnaia Gora.

Tabelul IV.7 (continuare)

3. Zăcămintele de combustibili minerali	4. Hidrominereuri și gaze necombustibile

c) *Hidrotermal* — cu minereul alcătuit din siderit, limonit \pm oligist \pm magnetit: Lucta, Eisenerz.

d) *Rezidual* — cu minereul format din limonit, hematit \pm oxizi și hidroxizi de mangan: Vașcău—Moneasa, Cuba, Noua Caledonie.

e) *Aluvionar* — cu minereul sub formă de nisipuri cu magnetit, ilmenit, rutil și alte minerale grele: Ocna de Fier, Salzgiter.

f) *Sedimentar de precipitație chimică și biochimică*: Căpușul Mic, Alsacia—Lorena, Kerci.

g) *Metamorfizat* (cel mai important prin volumul rezervelor și ponderea ce o are în producția mondială) — cu minereul format din: oligist și cuarț (itabirit), jaspuri feruginoase (taconit), magnetit și siderit; Poiana Ruscă, Krivoi Rog, Lacul Superior, Minas Gerais.

5.1.1.2. Zăcămintele de fier din România

Zăcămintele histeromagmatice. Căzănești—Ciungani (fig. IV. 14). Localizat în nordul masivului Drocea, în gabrouri diopsidice, sub formă de lentilă. Mineralizația constă din magnetit titanovanadifer, ilmenit, ulvöspinel, labrador, augit, hipersten. Prin separare magnetică rezultă concentrate cu 35—45% Fe, 5% TiO_2 și 0,1—0,3% V.

Zăcămintele pirometasomatice. Ocna de Fier (fig. IV. 15). Zăcămint prototip pentru geneza pirometasomatică (Bernhard V. Cotta, 1865). Localizat în Banatul de sud-vest, la circa 25km vest de Reșița. Mineralizația este situată în aureolele de contact

ale calcarelor tithonice cu intruziunile banatitice din regiune. Corpurile de minereu au forme de stock-uri neregulate și lentile. Minereul este format din magnetit și oligist ± sulfuri polimetalice, cu gangă din minerale de skarn. Zăcămintul este cunoscut și exploatat

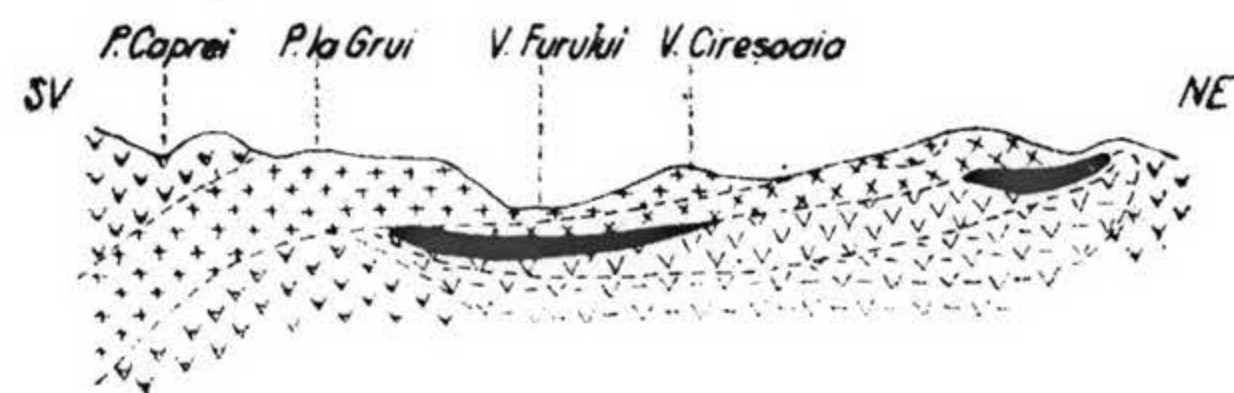


Fig. IV.14. Secțiunea prin zăcămintul Ciungani-Căzănești (după Gr. Cioflica):

1 — diorit cuarțifer; 2 — gabrou cu magnetit; 3 — dolerit; 4 — gabrou cu diopsid; 5 — beerbachit; 6 — bazalt.

intermitent de multe secole, dar din a doua jumătate a secolului al XIX-lea a cunoscut o exploatare continuă, deși rezervele au fost reduse.

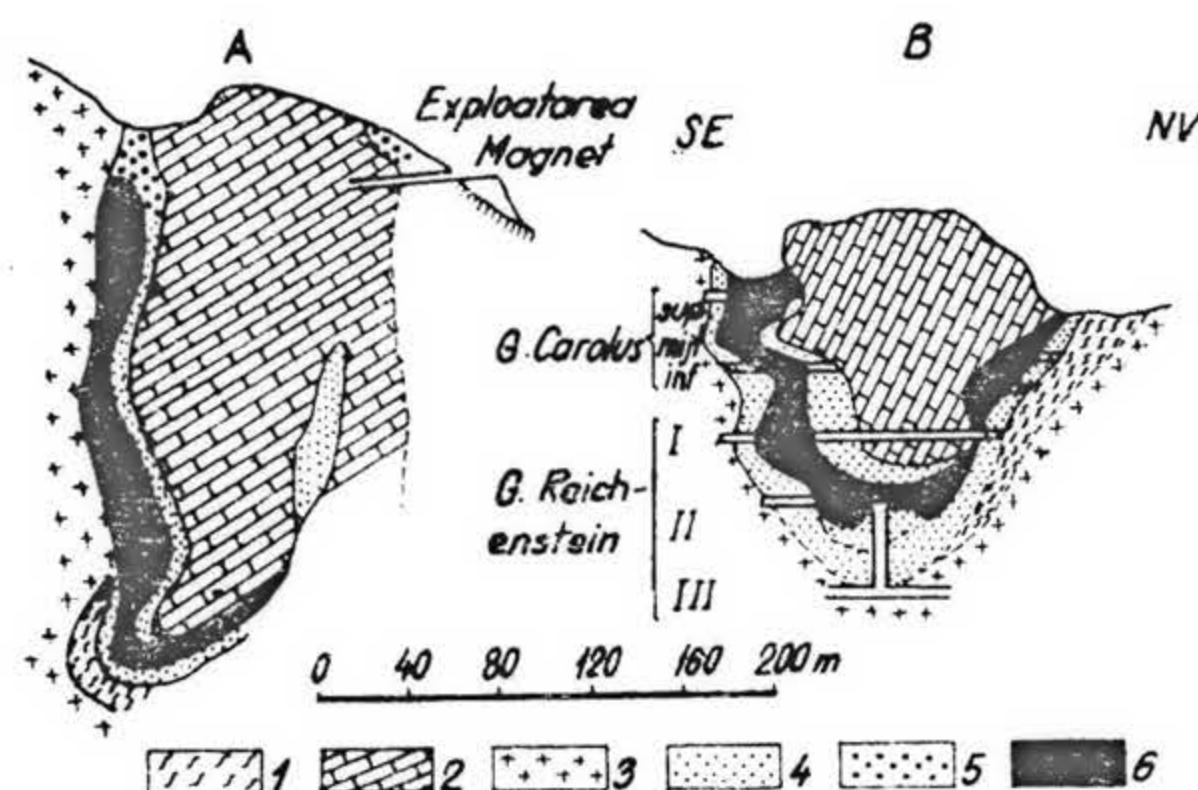


Fig. IV.15. Secțiuni transversale prin sinclinalul Ocna de Fier-Dognecea (după R. Schellemborg):

A — secțiune prin dealul Dănilii; B — secțiune prin zona Dognecea;
1 — șisturi cristaline; 2 — calcar tithonic; 3 — banatit; 4 — skarn;
5 — minereu de impregnație; 6 — minereu de fier.

Zăcămintele hidrotermale. L u e t a (fig. IV. 16). Localizat pe versantul vestic al munților Hărgăhita. Mineralizația este cantonată la contactul complexului bazal de roci sedimentare sarmațiene (gresii și conglomerate calcaroase) cu complexul vulcanogen superior de vîrstă neogenă (aglomerate, tufuri, lave andezitice). Minereul apare în strate

lenticulare (3 mai importante), situate la nivele diferite. Constă din siderit, compact sau ca ciment al rocilor sedimentare sarmațiene (25—30% Fe), iar în pălăria de fier din limonit, cu 35—40% Fe.

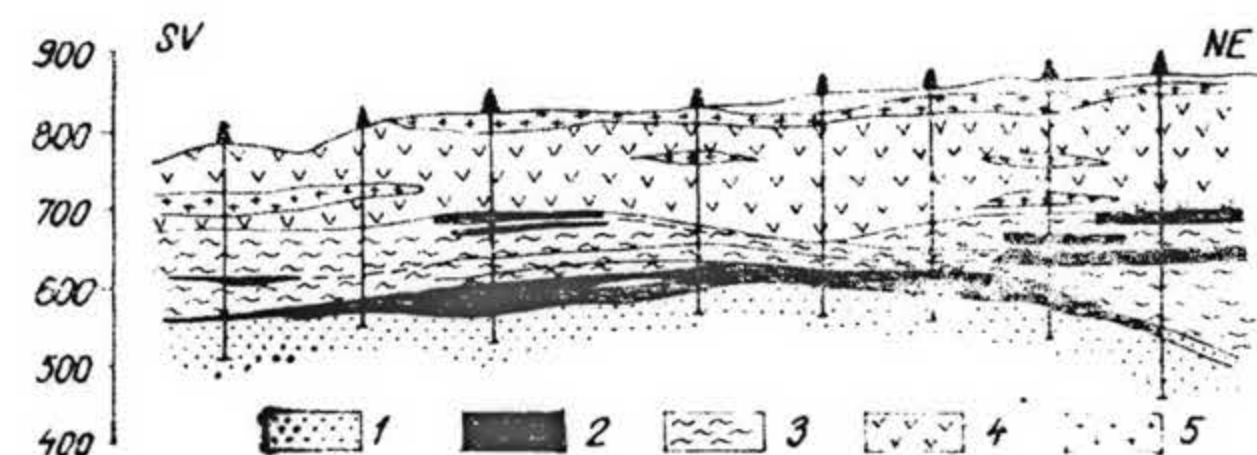


Fig. IV.16. Secțiune prin zăcămintul Lucta (după T. Kosareva și N. Catană):

1 — complex sedimentar; 2 — minereu de fier; 3 — tufuri, tufite și gresii tufitice; 4 — aglomerat și breccii vulcanice; 5 — andezit.

Zăcămintele reziduale. V a ș c ă u-M o n e a s a (fig. IV. 17). Concentrațiile de minereu de fier și mangan sînt localizate în relieful carstic al calcarelor anisiene de pe versantul nordic al munților Moma. Au forme neregulate de pungi, buzunare, și lentile, cu dimensiuni reduse. Mineralizația constă din psilomelan, piroluzit și limonit, cimentate cu un material argilo-feruginos. În zonele superioare se află și un minereu rulat (bonhertz). Rezervele sînt reduse, dar minereul conține 32—40% Mn și 35—42% Fe.

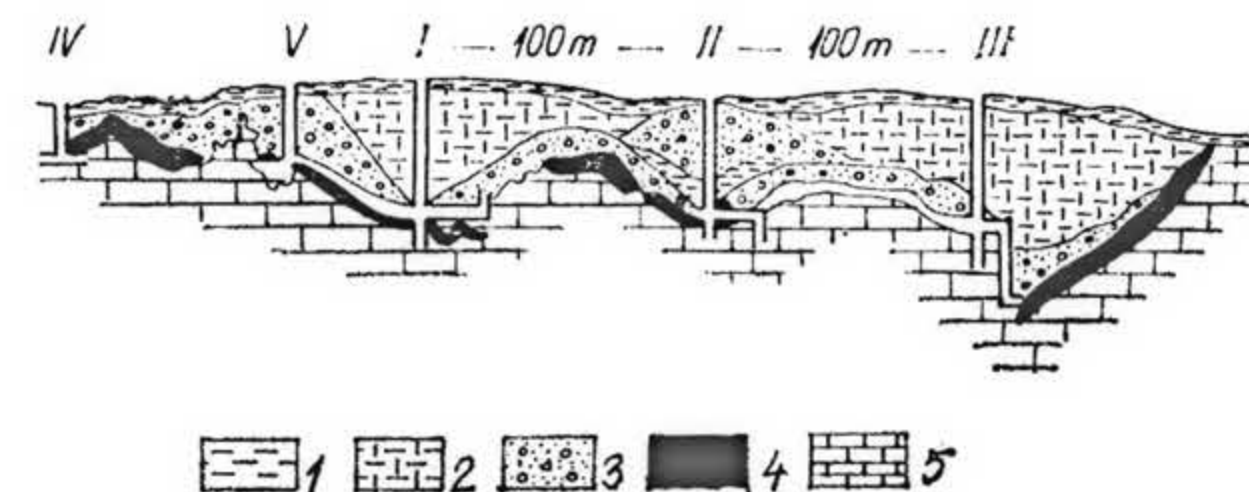


Fig. IV.17. Secțiune prin zăcămintul Moneasa (după L. Mrazec):

1 — sol; 2 — argilă cu limonit pulverulent; 3 — limonit manganifer;
4 — minereu de mangan; 5 — calcar dolomit.

Zăcămintele aluvionare. D. S t r o s s u l u i — și D. A m e l i e i (Ocna de Fier). Pe seama zăcămintelor primare pirometasomatice au luat naștere concentrații secundare de tip aluvionar, cunoscute și exploatate în aluviunile de terasă ale văii Moraviței.

Zăcămintele sedimentare de precipitare chimică și biochimică. Căpușul Mic (fig. IV. 18). Mineralizațiile au fost semnalate la începutul secolului XX, dar au fost explorate abia în 1960—62 și date în exploatare în 1963. Sunt situate în zona periferică a Bazinului Transilvaniei, pe versantul nord vestic al munților Gilăului, în cuprinsul locali-

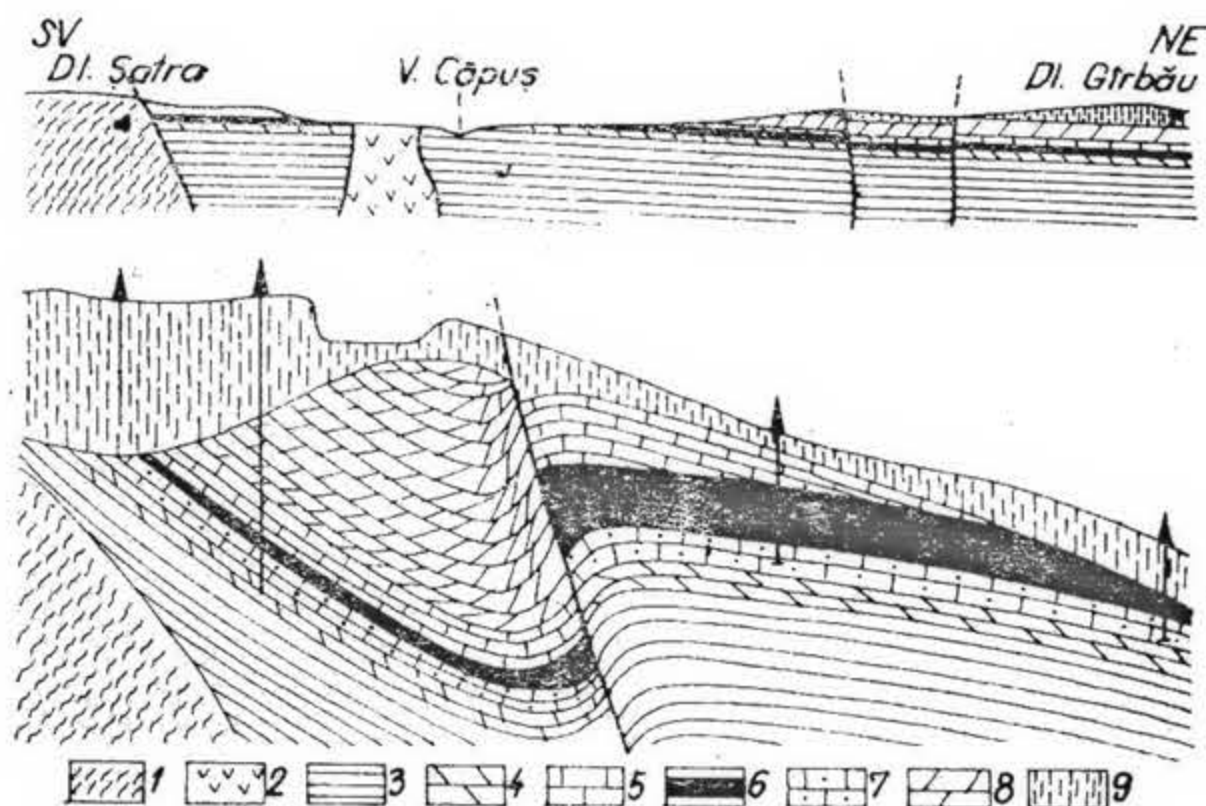


Fig. IV.18. Secțiune prin zăcămintul Căpușul Mic (după C. Vinogradov et. al.):

1 — șisturi cristaline; 2 — andezit cu piroxeni; 3 — argile vărgate inferioare; 4 — marnă cenușie verzuie; 5 — calcar și marnocalcar lumașelic cu anomii; 6 — minereu de fier oolitic; 7 — calcar cu numuliți; 8 — marnă cenușie verzuie; 9 — argilă deluvială.

tăților Dumbrava, Straja, Căpușul Mic, Agirbiciu. Minereul formează o singură intercalație stratiformă, în grosime de 0,5—10,0 m, amplasată în seria marină inferioară a Eocenului mediu. Înclină cu 2—8° spre NNE și este compartimentat de mai multe falii, în câteva blocuri tectonice. Mineralizația se prezintă sub formă de oolite formate din goethit, hidrogoethit și hematit, cimentate cu minerale argilitice, calcit, siderit, ankerit și glauconit. Conținutul mediu este de 31,7 % Fe.

Mineralizații asemănătoare se mai cunosc la circa 18 km SE, pe pîrîul Vălișoara la Săvădisla, Vlahă, Vălișoara, și Lunca de Sus.

Zăcămintele metamorfozate. Pîoana Ruscă (Carpații Meridionali). Regiunea este formată, în cea mai mare parte, din șisturi cristaline aparținînd la două serii metamorfice: o serie prebaikaliană mezometamorfică în jumătatea sudică, la sud de V. Cernei (micașisturi, gnaise, amfibolite, roci piroxenice cu intercalații de dolomite și calcare cristaline) și, o serie baikaliană epimetamorfică la nord de V. Cernei, formată din șisturi terigene (cuarțite, șisturi grafitoase, șisturi clorito-sericitoase) și metatufurile unui vulcanism bazic în faciesul șisturilor verzi, intercalate cu calcare și dolomite cristaline. Seria mezometamorfică incalcă peste cea epimetamorfică de-a lungul unei linii de șariaj orientată E—V de-a lungul văii Cerna, iar tectonica este marcată de existența unor anticlinale de mare anvergură, despărțite prin masivul dolomitic recifal Hunedoara. O serie de alte cîte minore și falii, cu sărituri de la 10—20 m pînă la 50—100 m, complică structura.

Concentrațiile metalifere sînt distribuite de-a lungul a trei aliniamente orientate E—V, paralele cu structurile tectonice majore: de nord, de mijloc și de sud. Cele mai importante zăcămintele din regiune sînt Teliuc și Ghelar, localizate în aliniamentul de mijloc.

Zăcămintul Teliuc (fig. IV. 19), situat pe dreapta Cernei, se află în exploatare de circa două milenii. Mineralizația apare sub formă de lentile cu lungimi de 60—300 m și grosimi de 1—20 m, dispuse într-o structură sinclinală orientată E—V. Minereul, format din siderit, ankerit, puțin magnetit cu hematit și limonit în zona de oxidație, conține 28—36 % Fe, 17% Mn, 12% SiO₂ și 0,3% S provenit din pirită.

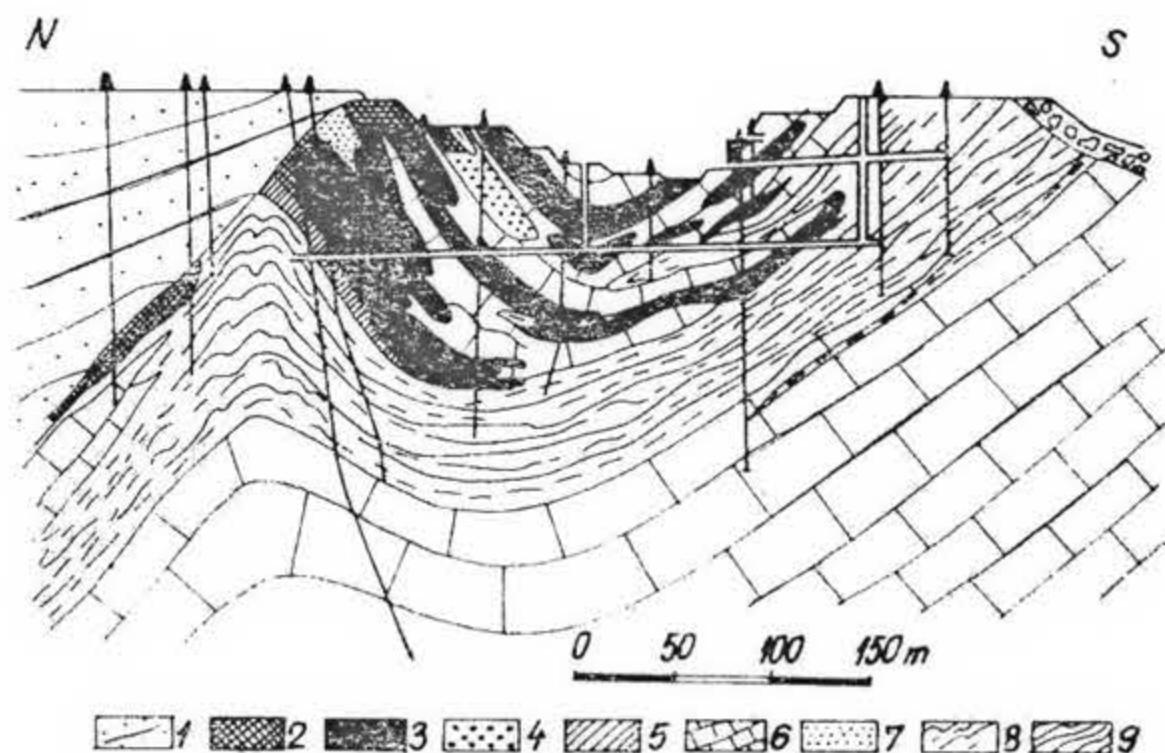


Fig. IV.19. Secțiune prin zăcămintul Teliuc (după H. Kräutner):

1 — Tortonian; 2 — limonit; 3 — siderit; 4 — ankerit; 5 — itabirit; 6 — paraankerit și dolomit; 7 — cuarțit; 8 — șist sericito-cloritos tufogen; 9 — șist sericito-grafitos.

Zăcămintul Ghelar (fig. IV. 20) se află pe malul stîng al Cernei, la circa 12 km SV de Hunedoara și este localizat în structura anticlinală Ghelar—Ruda. În această structură, de-a lungul unei fișii cu lățimea de 200—400 m, ce se întinde pe mai mulți kilometri pe direcție, se cunosc zeci de lentile mineralizate cu siderit, unele aflorînd la suprafață, altele cunoscute doar din subteran. Ele au dimensiuni variabile: lungimi de 50—300 m, dezvoltarea pe înclinare de 100—200 m și grosimi de 1—40 m. Înclinările lor sînt cuprinse între 40 și 80°.

În ambele zăcămintele exploatarea a început prin cariere și s-a continuat prin lucrări miniere subterane.

Palazu Mare (fig. IV.21). Localizat în Dobrogea de Sud, la circa 6 km NV de Constanța. Mineralizația este cantonată în fundamentul cristalin al regiunii. Formațiunea purtătoare de minereu, în grosime de 450—700 m, stă pe un soclu de gnaise mai vechi și aparține seriei de Krivoi Rog. Este alcătuită din micașisturi, amfibolite, șisturi cuarțitice, șisturi cloritoase, cuarțite, șisturi calcaroase și calcare cristaline. În cuprinsul ei se individualizează trei pînă la nouă strate lenticulare, formate din cuarțite amfibolice mineralizate cu magnetit și avînd grosimi de 6—100 m. Minereul are un conținut mediu de 25,5% Fe, 48,5% SiO₂, 5,6 % MgO; 3,0% Al₂O₃, 3,0% CaO, 0,27% S și 0,05% As. În acoperișul zăcămintului se găsește o placă de depozite sedimentare dispuse discordant, groasă de 500—600 m, în care cercetările hidrogeologice au pus în evidență mai multe strate acvifere.

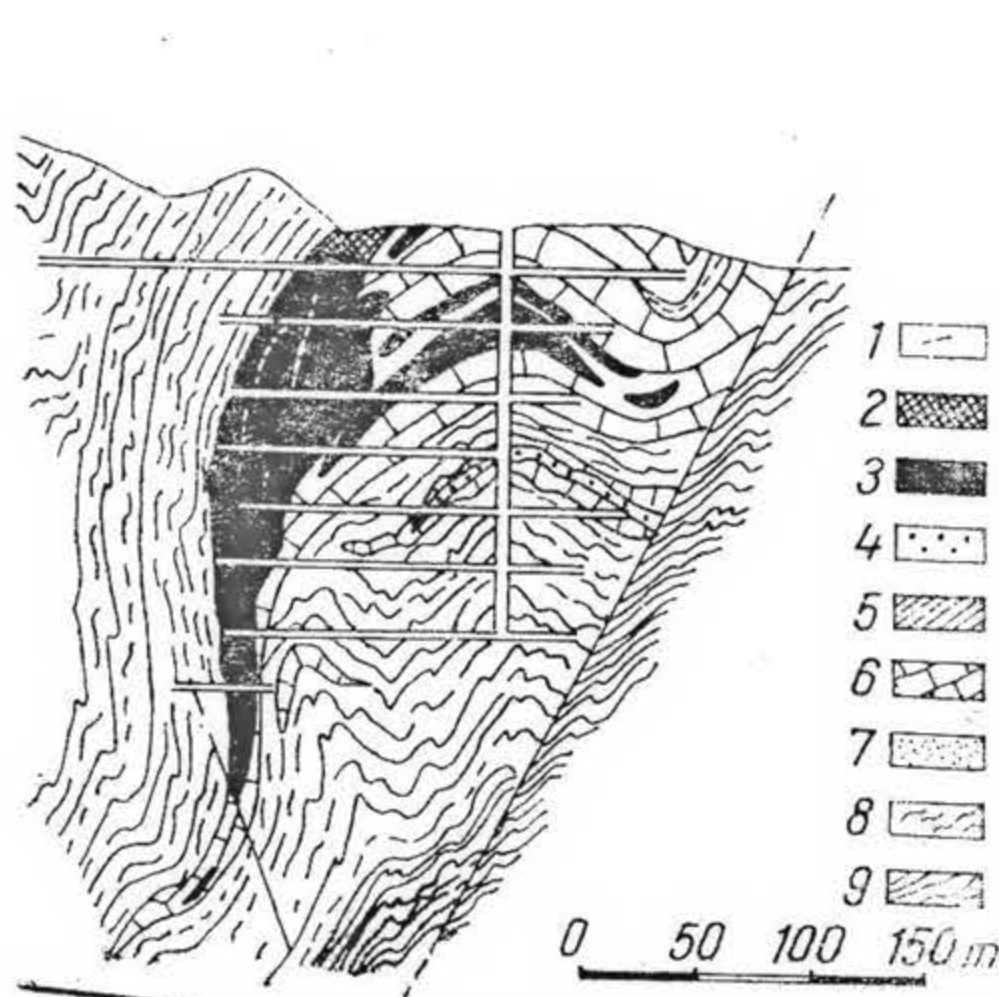


Fig. IV.20. Secțiune prin zăcămintul Ghelar (după H. Kräutner):

1 — limonit; 2 — siderit; 3 — ankerit; 4 — para-ankerit și dolomit; 5 — șist sericito-cloritos și șisturi verzi tufogene; 6 — șist sericito-grafitos.

5.1.2. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE MANGAN

5.1.2.1. Tipuri genetice de zăcămine de mangan

a) *Pirometasomatic* — cu mineralizația formată din piroluzit, hausmanit, braunit, franklinit, spessartin, rodocrozit, rodonit: Romaneche (Franța), Lanban (Suedia), Uralul de nord, Franklin (S. U. A.)

b) *Hidrotermal* — cu minereul format din rodocrozit, rodonit, hausmanit, piroluzit, alabandină ± magnetit, hematit și sulfuri: Sapalsk (U. R. S. S.), Ilmenau (R. D. G.), Postmasburg (Africa de Sud).

c) *Vulcanogen — sedimentar* — cu braunit, hausmanit, rodocrozit, rodonit: Pirnești, Soimuș — Buceva (România), Iugoslavia, Ural, Algeria, Maroc.

d) *Rezidual* — cu psilomelan, piroluzit și limonit: Vașcău — Moneasa (România) Ghana, India, Brazilia, Egipt, Africa de Sud.

e) *Sedimentar de precipitație chimică și biochimică* — cu depuneri de piroluzit și psilomelan ± magnetit în zona litorală sau de rodocrozit în zonele marine mai adânci: Ciaturi, Nikopol (U. R. S. S.), Maroc.

f) *Metamorfizat* — cu minereul format din rodocrozit, rodonit, spessartin ± braunit și hausmanit: munții Bistriței, Preluca Lăpușului, Sebeșului, (România), Kazahstanul Central, India, Lacul Superior.

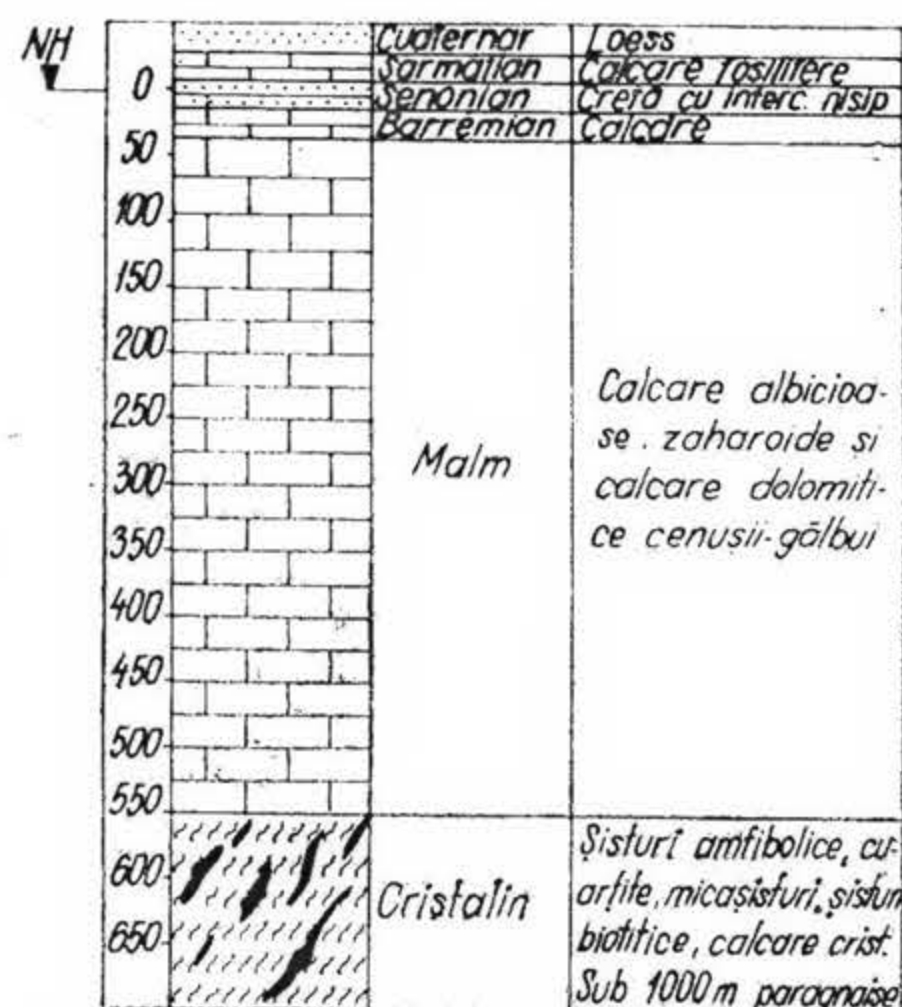


Fig. IV.21. Coloană stratigrafică prin sectorul Palazu Mare (după I. Drăgănescu).

5.1.2.2. Zăcămine de mangan din România

Zăcămine de tranziție vulcanogen-sedimentare. În munții Drocea, la Pirnești și Soimuș-Buceva, sint cunoscute mai multe iviri, în parte exploatate, localizate într-un orizont de jaspuri. Mineralizațiile au forme de lentile subțiri și constau din psilomelan, piroluzit și vinișoare de cuarț, calcit, rodocrozit.

Zăcămine metamorfizate. Munții Bistriței. În formațiunile ciclului baikalian, reprezentate prin seria de Tulgheș din Carpații Orientali, sint intercalate, concordant, într-un complex de cuarțite negre, lentile de minereu de mangan avind lungimi de 100—200 m și grosimi de 20—60 m. Ele sint dispuse în două aliniamente principale: vestic pe versantul sting al Bistriței Aurii care trece prin localitățile: Cîrlibaba, Orata

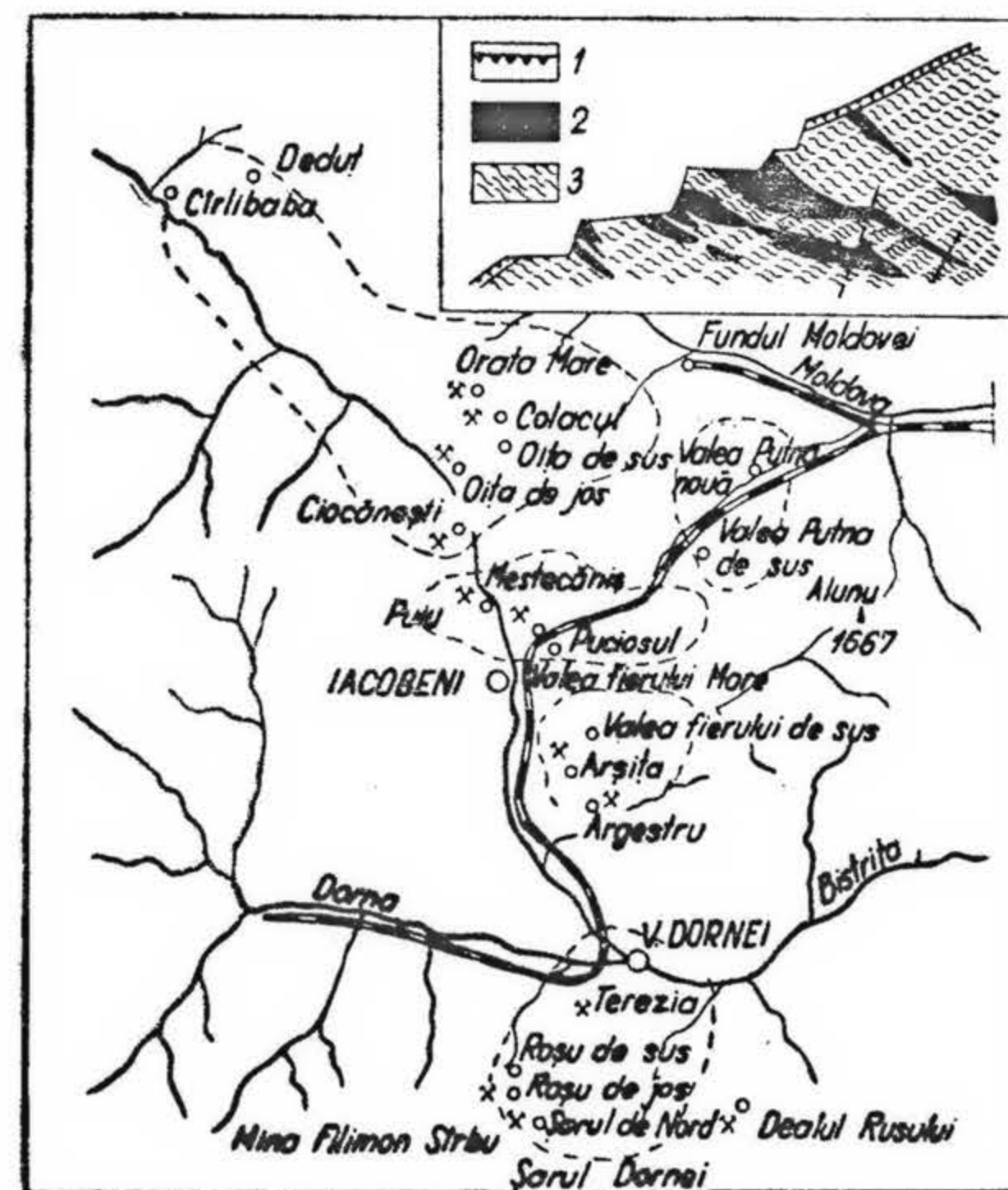


Fig. IV.22. Răspîndirea zăcămintelor de mangan din Munții Bistriței și secțiune prin zăcămintul din Dealul Rusului:

1 — sol vegetal; 2 — minereu de mangan; 3 — cuarțit negru manganifer.

Oița, Ciocănești, Puia, Mestecăniș, Iacobeni — Arșila, Argeștru, Vatra Dornei, Șarul Dornei și D. Rusului (fig. IV. 22), și altul mai la est, în lungul văii Bistrița, între Borca și Broșteni. Minereul constă din carbonați (rodocrozit, manganocalcit) predominant și

subordonat din silicați (rodonit, spessartin, daunemorit, piroxmangit). În trecut s-a exploatat, în pălăria de mangan, și o mineralizație de oxidație cu psilomelan și piroluzit, asociate cu limonit.

Concentrații asemănătoare, localizate însă în serii cristaline mezometamorfice prebaikalene, mai sunt cunoscute în seria de Sebeș—Lotru din munții Sebeșului (Pravăț) și din munții Semenici (Delinești), precum și în cristalinul Lapușului la Mașca—Răzoare.

5.1.3. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE CROM

5.1.3.1. Tipuri genetice de zăcămintele de crom

a) *Protomagmatic*: ivirile din Banat, Iugoslavia, Marele Dike (Zimbabwe), Complexul Bushveld (Africa de Sud), Moa (Cuba).

b) *Histeromagmatic*, cel mai important: Saranovskoe și Kempirsai (U. R. S. S.), Albania, Turcia, Filipine, India.

c) *Eluvial — deluvial*: Saranovskoe.

d) *Rezidual* — cu minereul alcătuit dintr-un amestec de cromit și limonit, format din alterarea unor roci bazice și ultrabazice: Uralul de Sud, Noua Caledonie, Filipine, Cuba.

5.1.4. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE TITAN

5.1.4.1. Tipuri genetice de zăcămintele de titan

a) *Histeromagmatic* — cu: 1) concentrații de titano-magnetit legate genetic de gabrouri, piroxenite și norite: Căzănești—Ciungani, Kusinsk — U. R. S. S.; 2) concentrații de ilmenit, rutil și apatit în anortozite și gabroanortozite: Adirondacks (S. U. A.), Lacul Tio (Canada); concentrații de titano-magnetit și perowskit: Soggendal (Norvegia), Bearpaw Mountains (Montana — S. U. A.).

b) *Rezidual* — cu concentrații de rutil și ilmenit formate în urma alterării chimice a rocilor bazice (Stremigorod — Ucraina) sau concentrații de TiO_2 în bauxite (Pădurea Craiului).

c) *Concentrații mecanice* — de ilmenit, rutil și leucocen, alături de alte minerale grele în aluviuni: Tobolsk — U. R. S. S., Camerun, Australia.

d) *Metamorfic* — cu concentrații de titanomagnetit și ilmenit în amfibolite: Kuznecibinsk — Ural, S. U. A., ș. a.

5.1.5. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE VANADIU

5.1.5.1. Tipuri genetice de zăcămintele

a) *Histeromagmatic* — cu concentrații de ilmenit și titano-magnetit vanadifer: Căzănești — Ciungani, Otanmäki (Finlanda).

b) *De infiltrație* — cu concentrații de uranovanadați: Utah și Colorado în S. U. A. Tiuiua Muiun — U. R. S. S., Minas Ragra—Peru.

c) *De alterare chimică* — în zona de oxidație a unor zăcămintele de sulfuri polimetallice: Brocken Hill (Zambia), Namibia, R. S. S. Cazahă.

d) *Sedimentar de precipitare chimică și biochimică* — asociat unor concentrații de fier (Kerci), bauxită (Italia), petrol (Iran) și cărbuni.

5.1.6. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE NICHEL

5.1.6.1. Tipuri genetice de zăcămintele

a) *De licuație* — cu pirotină, pentlandit, calcopirită, pirită, magnetit și sperylit: Sudbury—Canada, Norilsk, Moncegovsk în U. R. S. S., mineralizațiile de la Căzănești și Poiana Mărului — Holbav.

b) *Mezotermal* — asociat formațiunii pentaelementare (Ag, Co, Ni, Bi, U): Ioa-chimov (Cehoslovacia), Schnellberg (R. D. Germană), Shinkolobwe și Cambowe (Zair); Lacul Urșilor (Canada).

c) *Rezidual* — cu concentrații de garnierit, în formațiuni lateritice: Noua Caledonie, Cuba, Brazilia, Indonezia, Filipine, Ural.

5.1.7. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE COBALT

5.1.7.1. Tipuri genetice de zăcămintele

a) *Hipotermal* — cu mispichel, glaucodot, cobaltină asociate unor zăcămintele de Fe și Cu: Outokumpu (Finlanda), Baskesgan (U. R. S. S.), Maroc.

b) *Mezotermal* — cu arseniuri de Ni și Co asociate unor minereuri de Cu, Ag, Bi și U: Bădeni — Slobozia, Hovahsinsk (U. R. S. S.), Zair.

c) *Reziduale* — cu concentrații de asbolan asociate cu silicații hidratați de Ni și Mg: U. R. S. S., Noua Caledonie.

5.1.8. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE MOLIBDEN

5.1.8.1. Tipuri genetice de zăcămintele de molibden

a) *Pegmatitic* — cu concentrații exploatabile de molibdenit: U. R. S. S., Sri Lanka, Australia, Canada.

b) *Pirometasomatic* — cu concentrații de Mo și W sau Mo și Bi: Oravița—Clementi, Băița Bihor, Tirnă—Auz (Cazahstan), Azegour (Maroc).

c) *Hipothermal* — cu concentrații de molibdenit în cuarț: Cerbia—Săvirșin, Knaben (Norvegia).

d) *Hipo-* spre *mezothermal* — cel mai important — cu concentrații de molibdenit asociate cu pirită, calcopirită, blendă și rareori wolframit: Kunrad (Cazahstan), Bingham și Climax—Colorado (S. U. A.).

5.1.8.2. Zăcămintele de molibden din România

Zăcămintele pirometasomatice. Băița Bihor. Localizat pe versantul vestic al munților Bihor, în zona izvoarelor Crișului Negru. Concentrațiile metalifere, în formă de coloane lentiliforme, dezvoltate pe zeci de metri în direcția înclinării și cu secțiuni transversale elipsoidale de 15—80/8—10 m, se găsesc în aureolele de contact ale intruziunilor banatitice cu calcarele mezozoice din muntele Dosul Blidarului. Minereul are o compoziție complexă: minerale de skarn, minerale de bor, molibdenit, bismutină, galeno-bismutină, emplectit, cosalit, pirită, calcopirită, blendă, galenă și aur nativ.

Mineralizații asemănătoare localizate în aureolele de contact ale banatitelor se mai cunosc la Oravița (mina Clementi), Ciclova, Sasca Montană și Moldova Nouă.

5.1.9. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE WOLFRAM

5.1.9.1. Tipuri genetice de zăcămintele de wolfram

a) *Pegmatitic* — cu concentrații de wolframit asociate cu fluorină, topaz, beril, casiterit și molibdenit: Serlovogore — Cita (U. R. S. S.), Nevada — S. U. A.

b) *Pirometasomatic* — cu concentrații de scheelit și wolframit asociate cu sulfuri în skarne: Tirni—Auz (U. R. S. S.), Mill City (S. U. A.).

c) *Hipothermal* — cu minereu complex (wolframit, molibdenit, bismutină, mispichel, topaz, fluorină, beril) localizat în granite greisenizate: Djidinsk (U. R. S. S.), Sangdong (Coreea de Sud), R. P. Chineză, Birmania.

d) *Mezothermal* — cu concentrații de scheelit și wolframit asociate cu sulfuri și baritină: Baia Sprie, Bolivia, U. R. S. S.

e) *De concentrație mecanică* — în : U. R. S. S., R. P. Chineză, Birmania,

5.2. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI PENTRU METALE NEFEROASE

5.2.1. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE CUPRU

5.2.1.1. Tipuri genetice de zăcămintele de cupru

a) *De licuație* — în care calcopirita apare subordonată în minereurile de nichel: Sudbury (Canada); Petsamo, Norilsk și Monchegorsk (U. R. S. S.).

b) *Pirometasomatic*: Dognecea, Turinsk (U. R. S. S.), Bisbee (S. U. A.).

c) *Hipothermal* — cu concentrații de calcopirită, bornit și enargit asociate cu turmalină: Outokumpu (Finlanda), Telemarken (Norvegia).

d) *Mezothermal* — cu subtipurile:

— *filonian*: Baia Sprie, Kazanskoe (U. R. S. S.), Butte—Montana (S. U. A.);

— *masiv*: Bor — Maidanpek (Jugoslavia); Rio Tinto (Spania);

— *diseminat* (porphyry copper): Deva, Roșia Poieni, Moldova Nouă, Kunrad (U. R. S. S.), Bingham (Utah — S. U. A.), Chuquicamata (Chile);

— *de impregnație* în roci sedimentare: Djezkazgan (R. S. S. Kazahă) Copperbelt (Zambia), Zair.

e) *Epitermal* — cu concentrații de calcopirită asociate cu sulfuri și sulfosăruri: Nistru, Ashio și Ikumo (Japonia).

f) *Vulcanogen — sedimentar metamorfozat regional*: Gura Băii, Burloaia, Leșul Ursului, Bălan, Altın Tepe, Uralul de mijloc și de sud.

g) *Sedimentar*: Mansfeld (R. F. Germania).

5.2.1.2. Zăcămintele de cupru din România

Zăcămintele pirometasomatice cu trecere la hidrotermal. Banatul de vest. Pe rama vestică a munților Semenic, în vecinătatea contactului cu formațiunile neogene ale Bazinului Panonic, pe un aliniament N—S ce trece prin localitățile Ocna de Fier — Dognecea — Ciclova — Sasca Montană — Moldova Nouă, apar mai multe intruziuni banatitice. Ele corespund liniei tectonice Oravița — Moldova Nouă. Corpurile banatitice străbat și sturile cristaline de fundament, depozitele sedimentare terigene, permo-carbonifere și triasice, și depozitele carbonatice, jurasice și cretace pe care le metamorfozează la contact. De aceste aureole de contact se leagă importante zăcămintele de cupru cuprifer și polimetalice. Activității pneumatolitice care a cauzat formarea skarnelor i-a urmat în continuare o importantă activitate hidrotermală care a determinat formarea acumulărilor de sulfuri la Moldova Nouă, Sasca Montană și Dognecea. Concentrațiile de minereu se prezintă sub formă de lentile și filoane mineralizate cu: pirită, calcopirită, pirotină, blendă, galenă, tetraedrit și chiar molibdenit, iar ganga este formată din cuarț, calcit, siderit, clorit, gips, anhidrit și minerale de skarn.

Cea mai importantă concentrație de minereu se află la Moldova Nouă (fig. IV. 23) și este localizată în aureolele de contact cu calcare cristaline și skarne din rocile mezozoice, generate de pătrunderea mai multor apofize de porfirite diorit-cuarțifere, cunoscute în aflorimentele din sectorul Suvorov — Valea Mare. Pe lângă corpurile masive de tip stock și lentilă apare o mineralizație impregnantă de tip „porphyry copper”. Mineralizațiile din skarne conțin: magnetit, hematit, pirită, pirotină, marcasită, calcopirită, bornit, tetraedrit, blendă, galenă și sulfosăruri de bismut, având un caracter mult mai complex, în timp ce mineralizațiile din calcarele cristaline sînt mai simple cu: pirită, calcopirită, blendă și galenă sau: pirotină, marcasită calcopirită, blendă cu gangă de cuarț, gips și fluorină. Zăcămintele prezintă și zone de oxidare cu: limonit, malachit, azurit, melanterit, calcozină, covelină etc.

Zăcămintele mezoterma de tip filonian. Baia Sprie (fig. IV 24). Situat la 10 km est de Baia Mare, în Dealul Minei. Mineralizația este localizată în două importante fracturi filoniene, amplasate pe contactele de culcuș și acoperiș, ale unui dike andezitic, cu formațiunile sedimentare ce alcătuiesc fundamentul regiunii. Pe contactul din culcuș se află Filonul Nou, iar pe cel din acoperiș, Filonul Principal, ramificat arborescent.

Mineralizația are un caracter complex. Pe verticala zăcămintului s-au deosebit (V. Manilici și colab., 1965) trei zone cu mineralizații diferite: 1) auro-argentiferă la partea superioară; 2) cu Pb și Zn între orizonturile VII și XI și 3) cuprifera sub acest orizont.

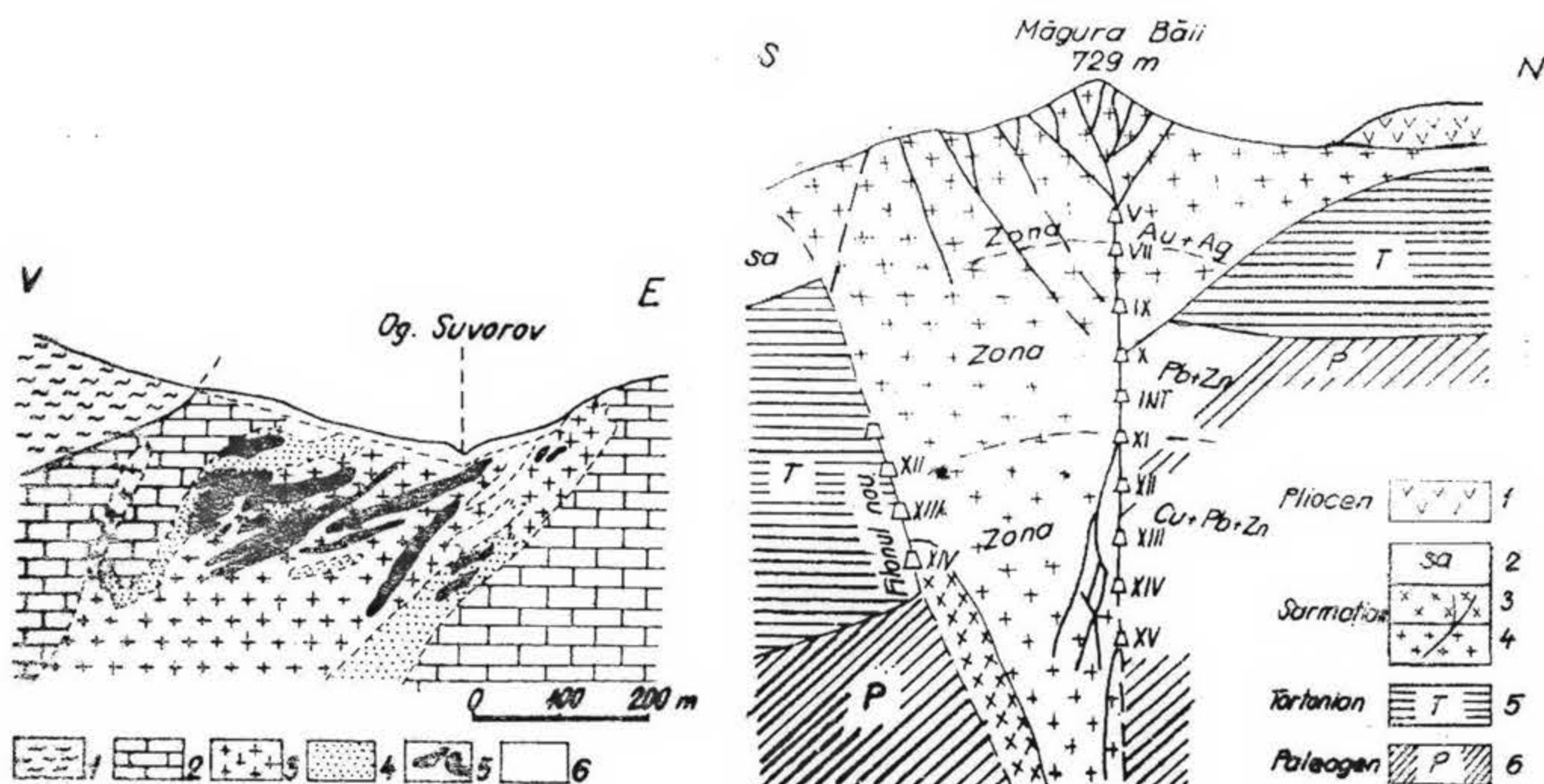


Fig. IV.23. Secțiune prin zăcămintul Moldova Nouă — Sectorul Suvorov (după I. M. Moldova Nouă, în N. Petruțian): 1 — sol vegetal; 2 — calcar; 3 — banatit; 4 — skarn; 5 — corp de minereu; 6 — cristalin de Locva.

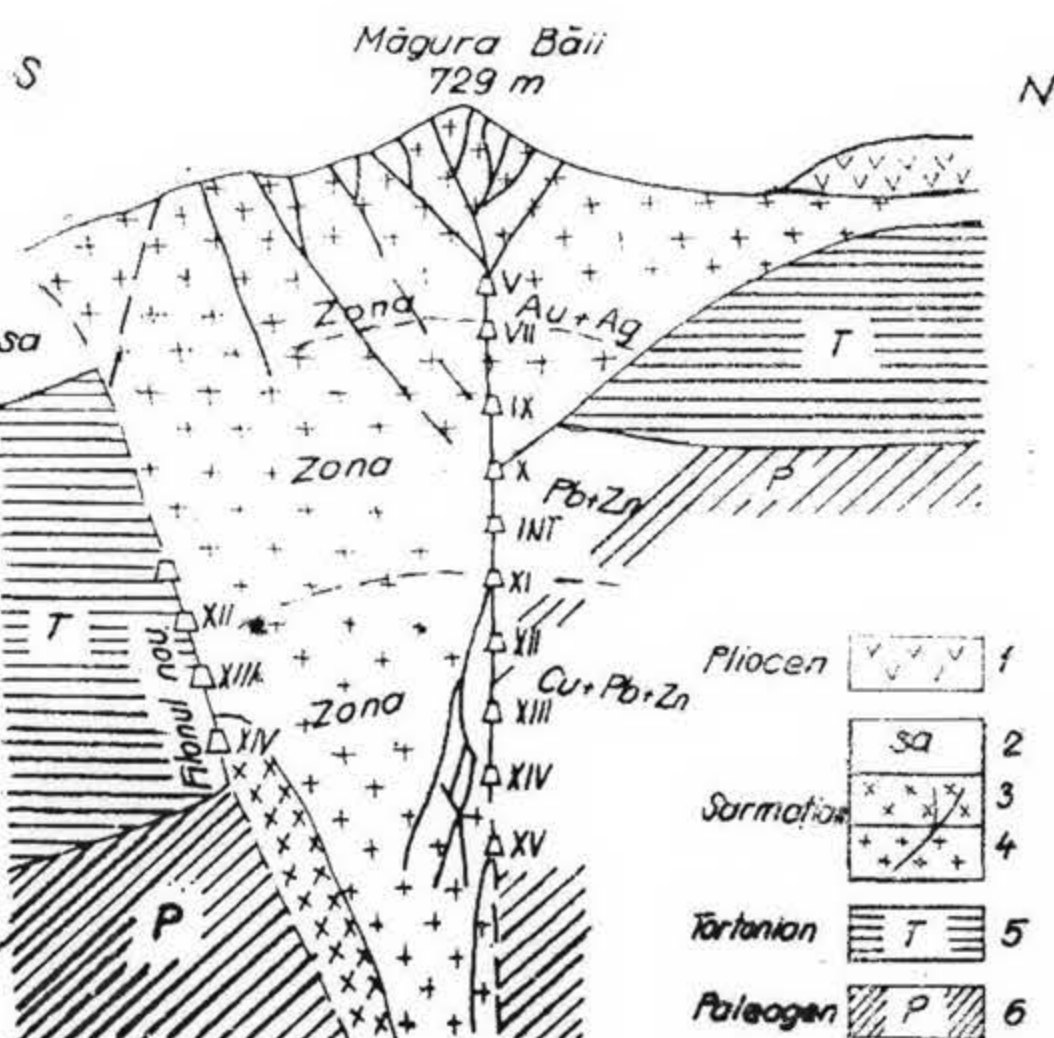


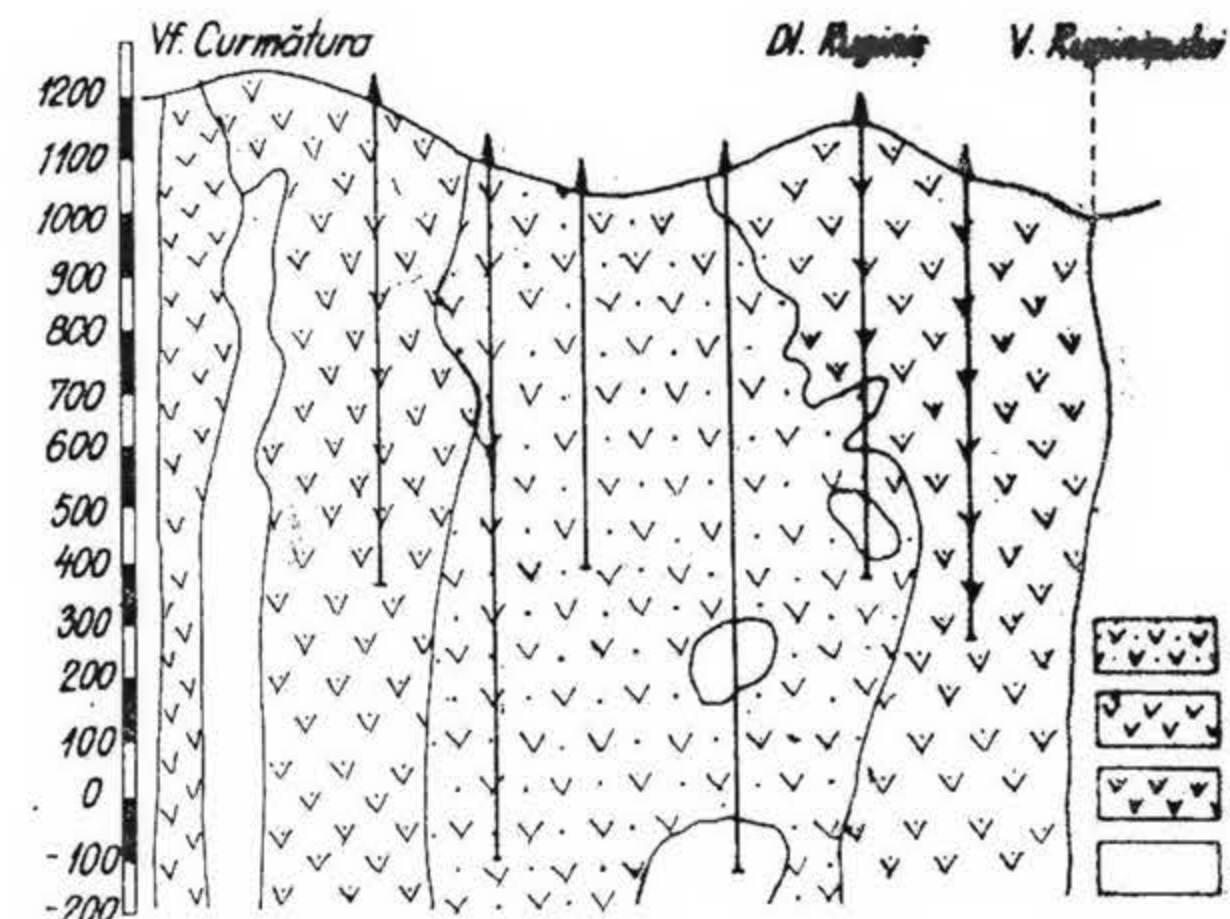
Fig. IV.24. Secțiune prin zăcămintul Baia Sprie (după V. Manilici et. al.): 1 — andezite piroxenice; 2 — marne, gresii, tufuri vulcanice și filoane metalifere; 3 — riolite hidrotermalizate; 4 — andezite cu amfiboli și piroxeni hidrotermalizați; 5 — complex marno-grezos cu intercalații de tufuri andezitice; 6 — complex argilo-marnos silicificat.

Zăcămintele mezotermale de tip diseminat (porphyry copper). Roșia Poieni (fig. IV. 25). Localizat în munții Metaliferi, la circa 3 km est de Roșia Montană, într-un aparat vulcanic andezitic ce străbate sedimentele cretacee. Roca gazdă este un andezit cuarțifer cu hornblendă de tip Barza, care prezintă evident transformări hidrotermale (propilitizări, piritizări, cloritizări, epidotizări, silicifieri, zeolitizări). Mineralizația se prezintă sub forma unei rețele de fisuri și vinișoare cu minerale metalice și de gangă, precum și sub forma de diseminatii difuze în masa andezitului. Constă din: pirită, calcopirită, enargit, bornit, digenit, molibdenit, tetraedrit, blendă, galenă, magnetit și oligist, asociate cu gangă de: feldspați, cuarț, calcit, baritină, anhidrit, clorit, zeoliți.

Deva (fig. IV. 26). Localizat în extremitatea nord-estică a munților Poiana Ruscă, la 2,5 km sud-est de orașul Deva, într-un mare corp subvulcanic diferențiat în porfire microdioritice și andezite macroporfirice. Andezitul de zăcămint prezintă o puternică zonă de fisurare pe care au circulat soluții hidrotermale mineralizante. Mineralizația apare sub formă de impregnații și vinișoare în masa andezitului fisurat unde, prin conturarea suprafeței de conținut minim exploatabil, s-a delimitat o volbură (stockwerk) cu forma unui cilindroid neregulat, ce se extinde pe mai bine de 600 m în adâncime.

Zăcămintele de tranziție vulcanogen-sedimentare, metamorfizate regional. Carpații Orientali. În zona estică a seriei epimetamorfice atribuită Proterozoicului superior-Paleozoicului inferior sunt cunoscute mai multe concentrații răspindite pe o distanță

Fig. IV.25. Secțiune prin zăcămintul Roșia Poieni: 1 — Senonian; 2 — andezit amfibolic de Poieni; 3 — andezit amfibolic de Virș; 4 — andezit amfibolic mineralizat de Fundoia.



de circa 200 km, de la Baia Borșa la nord până la Bălan la sud. Mineralizațiile au formă de strate, strate lenticulare și lentile suprapuse și sunt asociate metatufurilor acide și șisturilor cloritoase din complexul vulcanogen superior al seriei de Tulgheș. Sunt constituite predominant din pirită și subordonat din: calcopirită, blendă, galeno-bismutină, tetraedrit și magnetit. În unele zăcămintele (Baia Borșa) este semnalată și prezența casiteritului. Lentilele suprapuse se deosebesc prin chimism. Cele inferioare sunt preponderent cuprifere, pe când cele superioare sunt mai bogate în Fe, Pb și Zn. Minereul se prezintă, fie compact cu structură microporfirică, fie diseminat în șisturile cloritoase. Cele mai importante zăcămintele se găsesc în districtele Baia Borșa (Novăț-Noviciior, Mocirlău, Catarama-Vasser, Secu-Colbu, Cornul Nedeii, Gura Băii (fig. IV. 27) Dealul Bucății, Măgura, Burloaia), Cimpulung Moldovenesc-Broșteni (Fundul Moldovei-Pojorita, Valea Colbului, Gemenea-Slătioarele, Crucea-Leșul Ursului) și munții Hășmașu Mare (Bălan, Fagul Cetății).

Altin Tepe (fig. IV. 28). Localizat în Dobrogea de mijloc, în apropierea faliei Pecineaga-Camena, care separă unitățile geologo-structurale ale Dobrogei de nord și de mijloc. Mineralizația este amplasată pe flancul sud-vestic al structurii anticli-

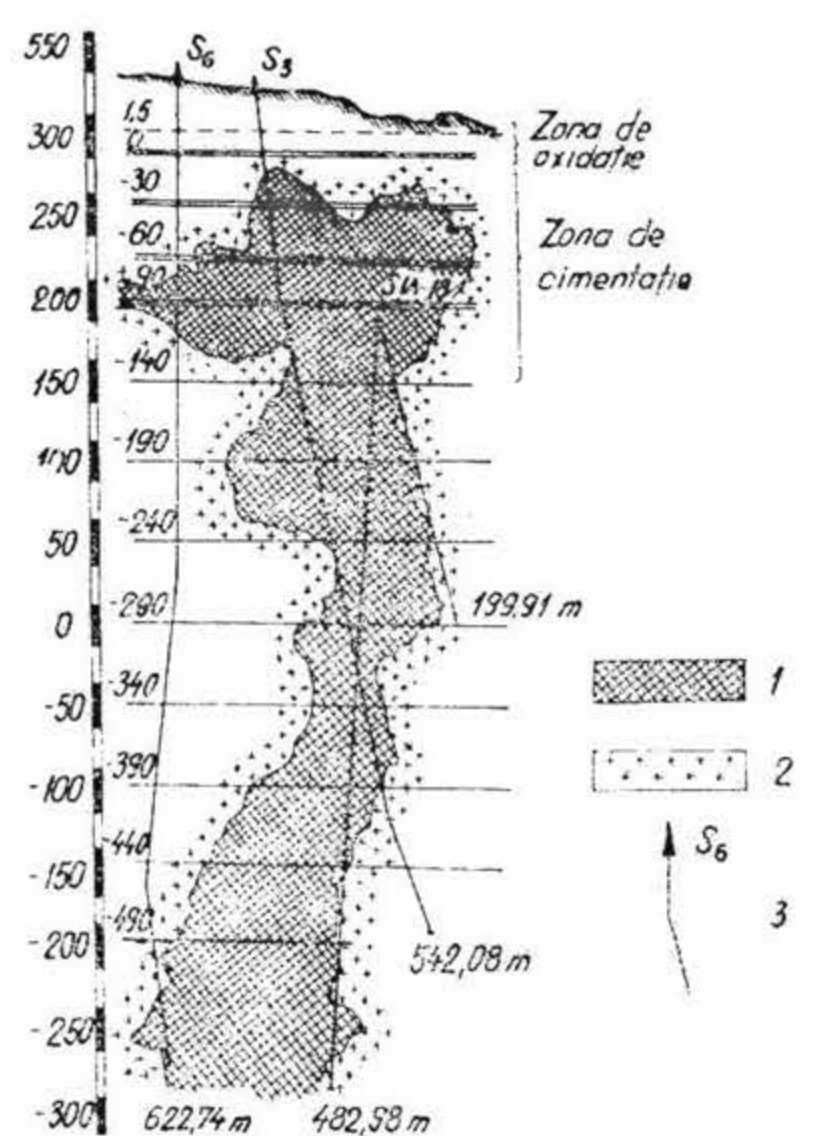


Fig. IV.26. Secțiunea prin zăcămintul Deva (după A. Șerban și A. Popescu): 1 — andezit mineralizat; 2 — andezit steril; 3 — foraj de explorare.

nale Ciamurlia-Başpunar, în baza seriei şisturilor verzi dobrogene infracambriene şi constă din patru lentile principale şi altele mai mici, orientate N 25—40°V. Acestea conţin un minereu compact cu structură microporfirică, iar în zonele periferice şi o minerali-



Fig. IV.27. Secțiune verticală longitudinală prin zăcămintul Gura Băii (Baia Borşa):

— şist clorito-sericitos; 2 — şist porfirogen; 3 — minereu; 4 — andezit; 5 — falie.

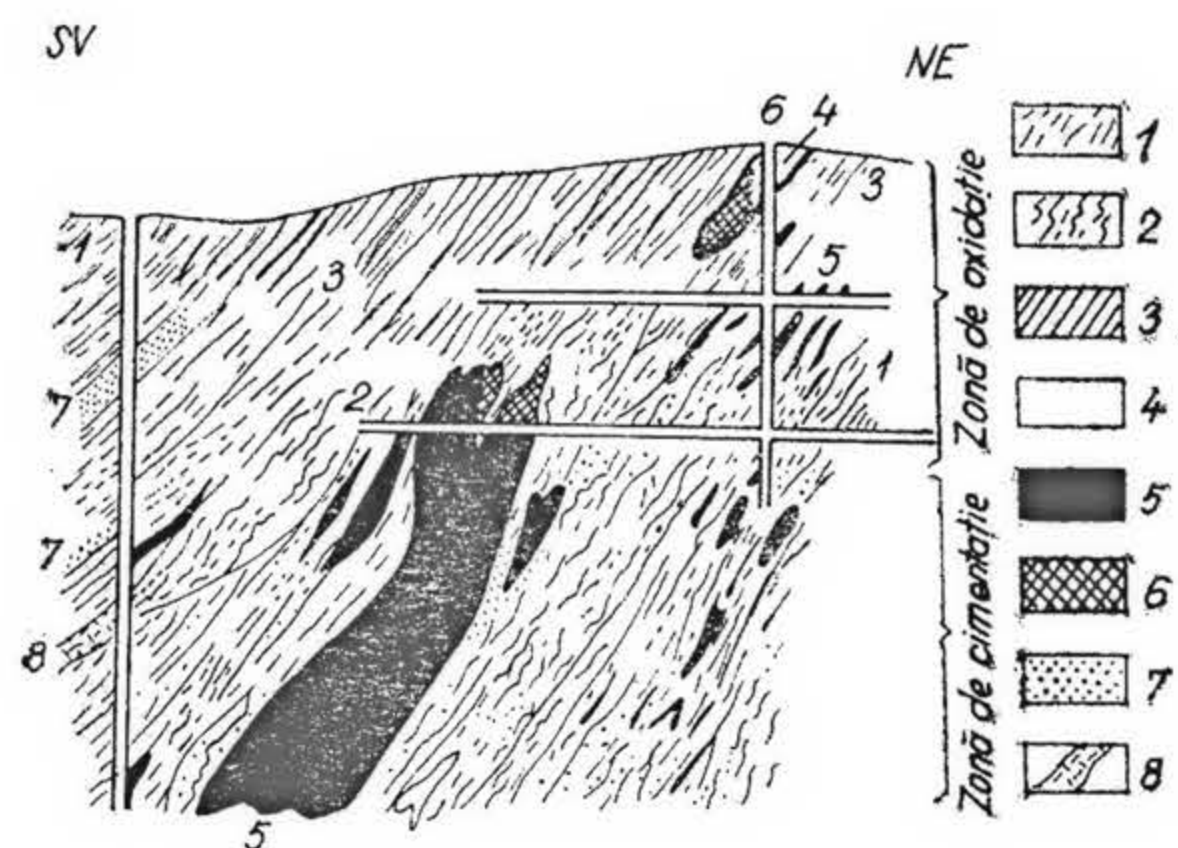


Fig. IV.28. Secțiune prin zăcămintul Altin Tepe (după T. P. Ghițulescu și M. Socolescu):

1 — şisturi verzi; 2 — filite; 3 4 — pălărie de fier; 3 — şisturi cloritoase limonitizate; 4 — limonit; 5 — minereu piritos; 6 — magnetit; 7 — şisturi verzi impregnate; 8 — filite impregnate.

zație de impregnație în şisturile cloritoase. Minereul conține 45—50% pirită, 15—20% magnetit, 6% calcopirită, 5—10% cuarț, până la 10% baritină și cantități sporadice de blendă, galenă, bornit, covelină, oligist.

5.2.2. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE PLUMB ȘI ZINC

5.2.2.1. Tipuri genetice de zăcămine de plumb și zinc

a) *Pirometasomatic cu trecere spre hidrotermal* — cu concentrații de blendă și galenă + alte sulfuri ± oxizi, localizate în skarne: Rușchița, Tetiuhe (U.R.S.S.), Franklin-Furnace (S.U.A.).

b) *Hipotermal* — cu blendă, galenă și alte sulfuri asociate unor roci granitice: Brocken-Hill (Australia), Sullivan (Canada).

c) *Mezotermal* — cel mai important, cu mari concentrații de plumb și zinc. Cuprinde subtipurile: 1) *filonian*: Ilba-Handal, Herja, Cavnic, Troița, Sadonsk (U.R.S.S.), Prisbran (Cehoslovacia), Freiberg (R. D. Germană); 2) *masiv* (stockuri și lentile): Baia de Arieș, Trebça (Jugoslavia); 3) *diseminat*: Turlansk (U.R.S.S.), Silezia (Polonia).

d) *Epitermal*: Mississippi (S.U.A.).

e) *Sedimentar*: Monteponi (Italia), Bleiberg (Austria).

f) *Metamorfozat*: Muncelul Mic, Boița-Hațeg, Ammaberg (Suedia).

5.2.2.2. Zăcămine de plumb și zinc din România

Zăcămine pirometasomatice cu trecere spre hidrotermal. Rușchița (fig. IV. 29). Situat în munții Poiana Ruscă, la circa 20 km vest de Ghelar, pe versantul nord-

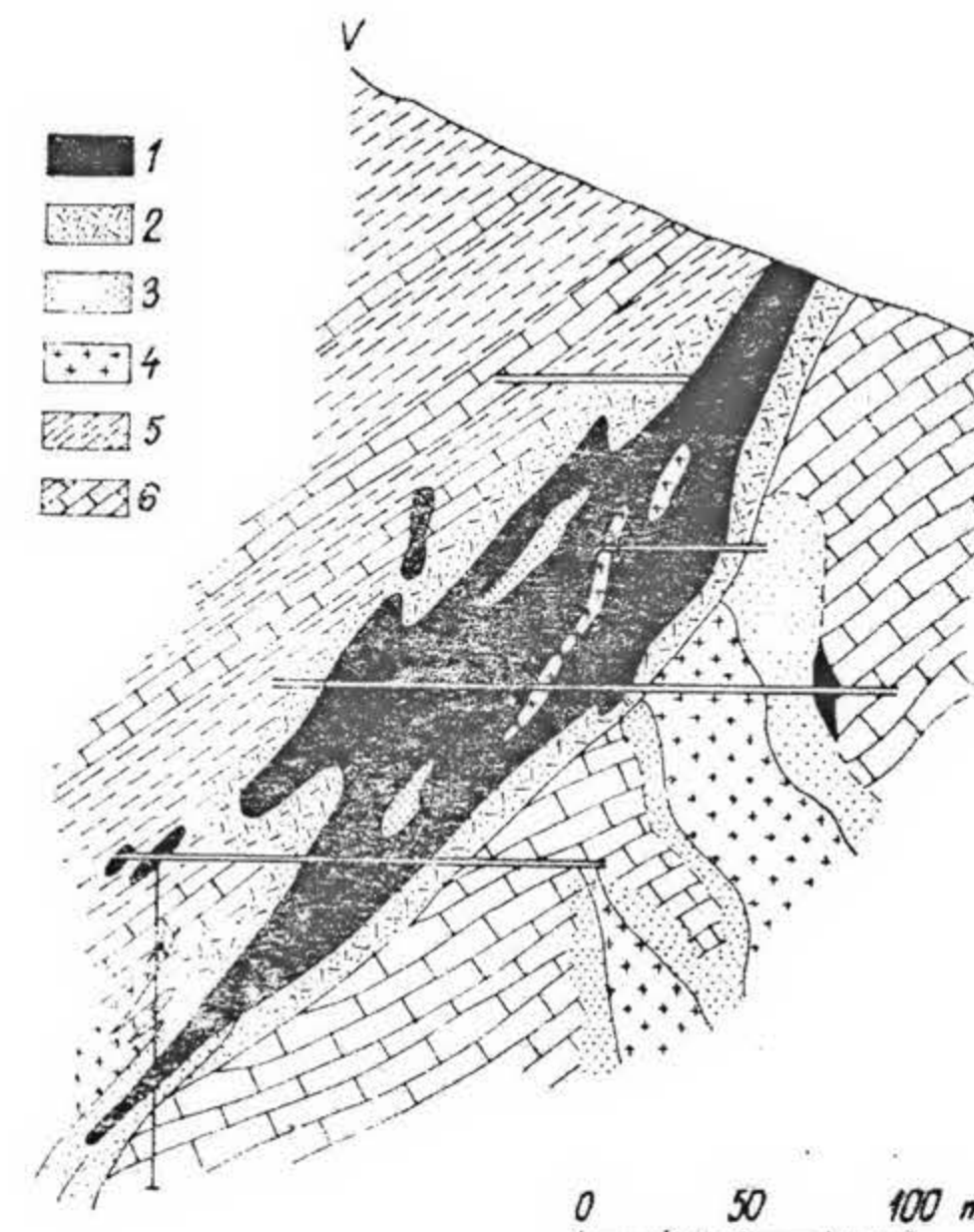


Fig. IV.29. Secțiune prin zăcămintul Rușchița (după H. Kräutner):

1 — minereu cu sulfuri de Pb și Zn; 2 — breccie calcaroasă și amfibolică parțial silicificată; 3 — skarn; 4 — intruziune banatitică; 5 — amfibolit; 6 — calcar marmorizat.

estic al muntelui Boul. Mineralizația este cantonată în aureola de contact a unor apofize și filoane banatitice ce au metamorfozat intercalațiile de calcare cristaline din

rează pe 1 500 m în direcție. Înclină cu 70–80° spre nord. Este cantonată într-un filon vechi, discordant față de șistozitate și constă din blendă, pirită, mispichel, calcopirită, tetraedrit și aur, cu gangă de cuarț, calcit, zeoliți, sericit. Geneza este mezotermală metamorfozată regional.

Boița-Hațeg (fig. IV.33). Localizat pe versantul sud-estic al munților Poiana Ruscă, la 10 km vest de Hațeg. Mineralizația este cantonată într-un orizont de calcare dolomitice silicifiate, intercalat într-un pachet de șisturi actinolitice. Are forma unui strat orientat N 70° — N 77° V ce se extinde în direcție pe circa 7 km. Mineralizația cuprinde pirită, blendă, galenă, calcopirită și pirotină. Geneza este complexă. Mineralizația de pirită este de origine vulcanogen-sedimentară metamorfozată regional, dar peste ea s-a suprapus spațial și o fază hidrotermală tîrzie.

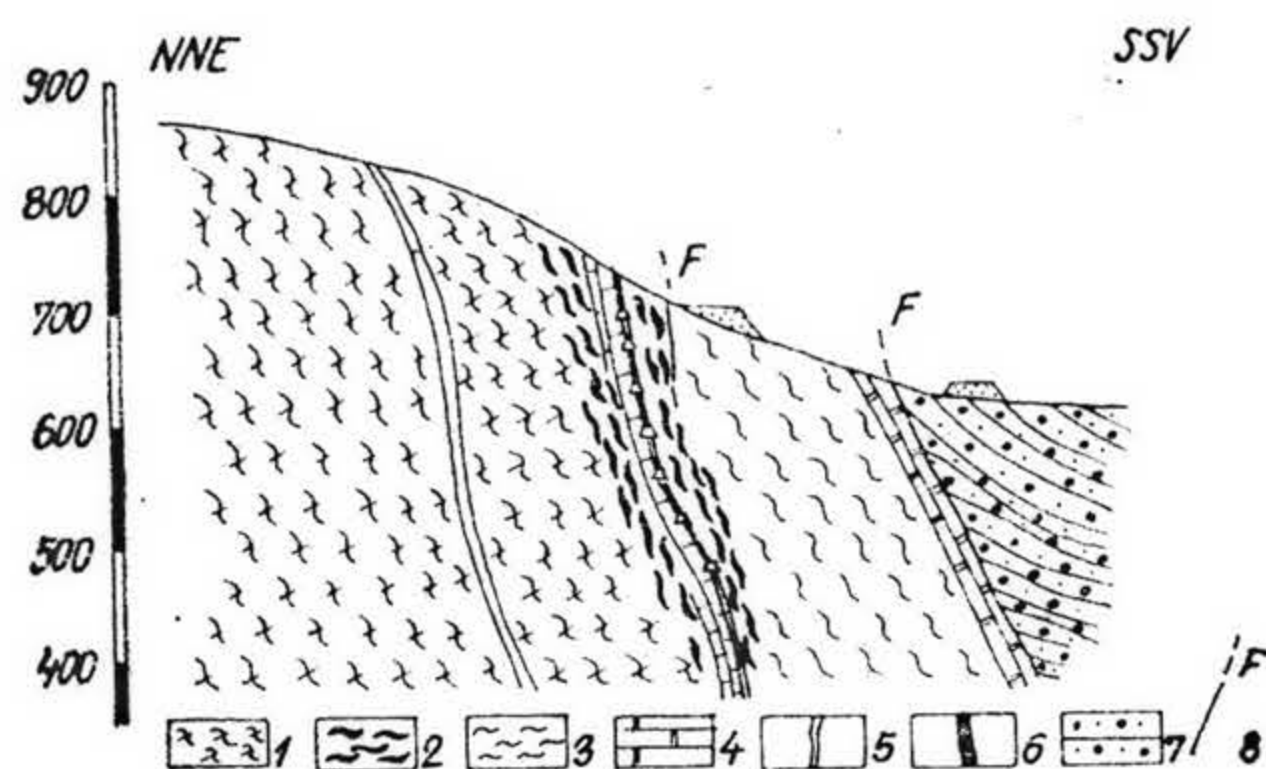


Fig. IV.33. Secțiune prin zăcămintul Poița Hațeg:

1 — șist cuarțitic cu muscovit și biotit ± sericit și clorit; 2 — șist actinolitic; 3 — șist clorito-cuarțos cu sau fără sericit; 4 — calcar dolomitic; 5 — filon de cuarț hidrotermal; 6 — mineralizație cu sulfuri polimetalice; 7 — conglomerate și gresii din Paleogen (Rupelianul Bazinului Hațeg); 8 — falie.

mitice silicifiate, intercalat într-un pachet de șisturi actinolitice. Are forma unui strat orientat N 70° — N 77° V ce se extinde în direcție pe circa 7 km. Mineralizația cuprinde pirită, blendă, galenă, calcopirită și pirotină. Geneza este complexă. Mineralizația de pirită este de origine vulcanogen-sedimentară metamorfozată regional, dar peste ea s-a suprapus spațial și o fază hidrotermală tîrzie.

5.2.3. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE MERCUR

Singurul tip genetic cunoscut de zăcămintă de mercur este cel *epitermal*: Idria (Jugoslavia), Monte Amiata (Italia), Almaden (Spania), Nikitovka (U.R.S.S.). Mineralizațiile de mercur din România au o importanță economică redusă și ele sînt cunoscute în munții Metaliferi (Izvorul Apoiului-Vultori), munții Harghita (Sîntimbru și Mădăraș), și munții Oaș (Cămirzan și Bixad).

5.2.4. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE STANIU

5.2.4.1. Tipuri genetice de zăcămintă de staniu

a) *Pegmatitic* — cu paragenza: casiterit, cuarț, muscovit, albit, microclin, turmalină ± topaz ± wolframit. Sînt asociate granitelor acide: Zair, R. P. Congo, Indonezia, Malaezia, R. P. Chineză etc.

b) *Pirometasomatic* — cu casiterit, bismutină, molibdenit, wolframit și sulfuri comune în skarne de contact metasomatic: Siberia de NV, Pitkäranta (Finlanda), Indonezia, Birmania.

c) *Hipothermal* — constind din filoane de cuarț cu casiterit asociate granitelor greisenizate: Zinnwald (R. D Germană), Cornwall (Marea Britanie), Transbaikalia Orientală, R. P. Chineză, Birmania, Malaezia.

d) *Hipo- spre mezotermal* — caracterizat prin paragenza casiterit + sulfuri asociate rocilor granitoidice: Bolivia, Transbaikalia Orientală și Iakuția (U.R.S.S.).

e) *Mezo- spre epitermal* — cu concentrații de casiterit și sulfuri localizate în roci vulcanice: Potosi, Oruro și Lallagua (Bolivia).

f) *Aluvionar*, (intervine cu 60–70% în producția mondială): R. P. Chineză, Indonezia, Malaezia, Tailanda, Australia, Brazilia, Zair.

5.2.5. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE STIBIU

Concentrațiile de stibiu cu importanță economică aparțin exclusiv tipului *epitermal* în care se disting două paragenze: 1) cuarț + fluorină + stibină ± cinabru (Kadamdjaisk în U.R.S.S. și Hsikuangshon în R. P. Chineză); 2) stibină + wolframit + scheelit (R. P. Chineză, Africa de Sud, U.R.S.S.). Stibiul se mai recuperează și ca suprodus al minereurilor de plumb și zinc cu care apare asociat (Herja, Baia Sprie).

5.2.6. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE ARSEN

Arseniul nu formează concentrații independente, dar se recuperează ca subprodus din minereurile de Cu, Pb și Zn, Au și Ag, care conțin arsen nativ, sulfuri și sulfosăruri de arsen. Principalele tipuri genetice de zăcămintă care, pe lângă alte metale, produc și arsen sînt cele *hidrotermale*.

5.2.7. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE BISMUT

Zăcămintă propriu-zise de bismut nu se cunosc, acest element recuperîndu-se ca subprodus din minereurile de: W, Sn, Cu, Mo, Ag și Pb. Bismutul nativ, bismutina și sulfosărurile de bismut se întîlnesc mai frecvent în zăcămintă *pirometasomale* (Băița Bihor) și *hidrotermale* (Bocechiano-Italia).

5.3. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI PENTRU METALE UȘOARE

5.3.1. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE ALUMINIU

5.3.1.1. Tipuri genetice de zăcămintă de aluminiu

a) *Protomagmatic* (concentrații de nefelin în sienite și urtite): munții Hibini și Krasnoiarsk (U.R.S.S.), Italia, S.U.A.

b) *Rezidual* — format prin alterarea lateritică și depunerea unor concentrații de bauxită în golurile carstice: munții Pădurea Craiului și Bihor, Ohaba-Ponor (România).

nia), Franța, Jugoslavia, Grecia, Guineea, Surinam, S.U.A., Brazilia, India, Jamaica (Manchester și St. Ann), Australia.

c) *Sedimentar* — cu concentrații de bauxită aparținând subtipurilor: 1) de *geosinclinal* (Krasnaia Șapocika și Saianul de Nord în U.R.S.S.); 2) de *platformă* (Tihvinsk în U.R.S.S., R. P. Ungară, Franța, Jugoslavia, Ricanam și Moengo-Paranam în Surinam, Guyana).

d) *Metamorfic* — cu concentrații de sillimanit, disten și staurolit în șisturi cristaline: munții Sebeșului, Franța, Africa de Sud ș.a.

5.3.1.2. Zăcămine de aluminiu din România

Zăcămine reziduale. În munții Pădurea Craiului pe o suprafață triunghiulară de circa 700 km², se cunosc mai multe cimpuri cu concentrații de bauxită: Ponița-Poieni, Cornet, Bratca, Remeti, Gugu-Zece Hotare, Lunca Sprie și Roșia-Albioara. Concentrațiile formează puni sau buzunare de forme lenticulare alungite sau neregulate, având grosimi în general sub 5 m, localizare în vechi depresiuni carstice din calcarele tithonice (fig. IV. 34). Aceste bauxite sînt constituite din diaspor, boehmit, hidrargilit, caolinit, hematit, hidrohematit, goethit, lepidocrocit și mici cantități de rutil. Conțin 50–73% Al₂O₃, 1,2–38,14% Fe₂O₃, 2,0–3,8% TiO₂, 1,0–16,0% SiO₂. Ele au luat naștere în urma alterării lateritice a piroclastitelor bazice generate de vulcanismul ofiolitic din Munții Apuseni.

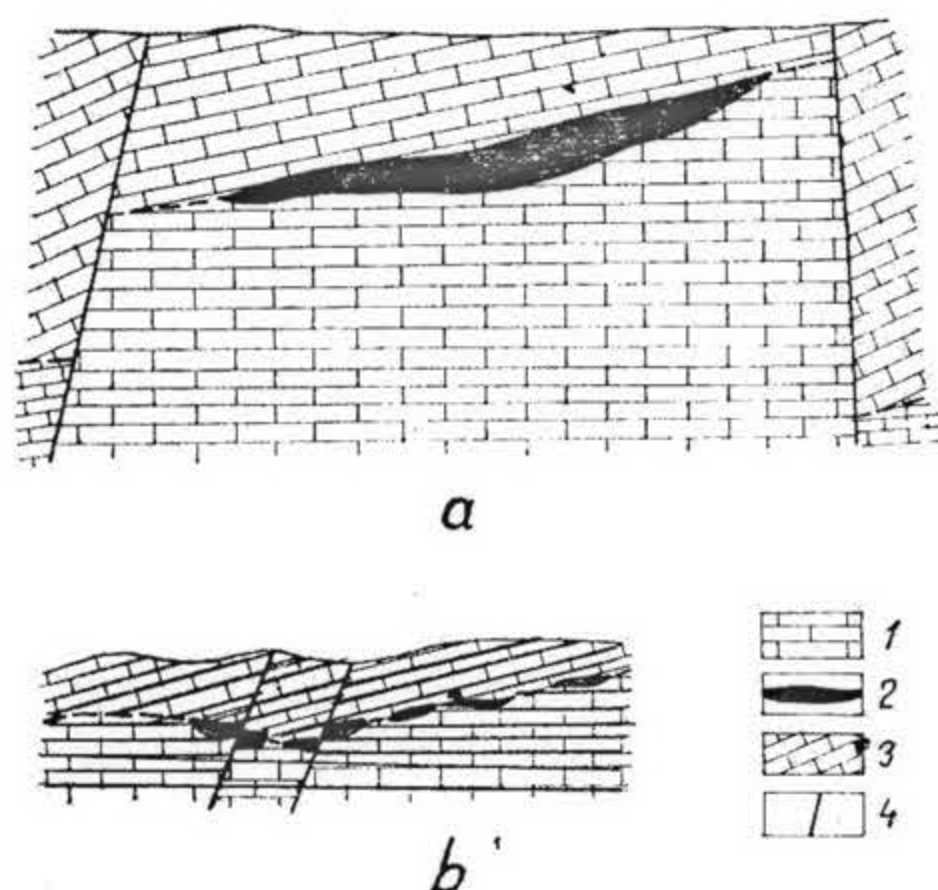


Fig. IV.34. Secțiuni printr-o lentilă (a) și un grup de lentile (b) de bauxită din sectorul Roșia-Albioara (Munții Pădurea Craiului):

1 — calcar tithonic; 2 — bauxită; 3 — calcar cretaciac inferior (Neocomian); 4 — falie.

Zăcămine asemănătoare mai sînt cunoscute în munții Bihorului (Piatra Galbenii, Măgura Seacă, Valea Seacă) și în regiunea O h a b a-P o n o r de pe versantul sud-vestic al munților Sebeșului.

5.3.2. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE MAGNEZIU

5.3.2.1. Tipuri genetice de zăcămine de magneziu

a) *Hidrotermal* — format prin substituirea metasomatică a calcarelor: Veitsch și Radenthein în Austria, Satka (Ural), Manciuria.

b) *Rezidual* — formate prin alterarea rocilor bazice și ultrabazice serpentinizate: Tișovița (România), Jugoslavia, Grecia, California — S.U.A.

c) *Sedimentar de precipitație chimică* — cu concentrații de cloruri și sulfați de Mg, Na, K: California — S.U.A., R. P. Chineză.

d) *Metamorfizat* — format pe seama unor depuneri sedimentare de dolomit sau magnezit: Alpii Orientali, Manciuria.

5.3.3. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE BERILIU

5.3.3.1. Tipuri genetice de zăcămine de beriliu

a) *Pegmatitic* — cu concentrații de beril asociat cu minerale de litiu și uneori cu columbit și tantalit: Teregova (România), Republica Malgașă.

b) *Pirometasomatic* — cu concentrații de helvin în skarne: S.U.A.

c) *Hipotermal* — cu concentrații de beril în ganga de cuarț a unor filoane de Au, W, Sn și Mo; Park County (S.U.A.), Coahuila (Mexic).

5.3.4. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE LITIU

Singurele tipuri genetice de zăcămine sînt:

a) *Pegmatitic* — cu concentrații de spodumen alături de cuarț, feldspați potasici, zircon, beril, wolframit, turmalină în pegmatite de linie încrucișată: România (Munții Lotrului), Namibia, Africa de Sud.

b) *Hidrotermal* — cu concentrații de lepidolit și zinnwaldit în filoane de casiterit: Erzgebirge (R. D. Germană).

5.4. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI PENTRU METALE PREȚIOASE

5.4.1. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE AUR ȘI ARGINT

5.4.1.1. Tipuri genetice de zăcămine de aur și argint

a) *Pirometasomatic* — puțin răspîdit: Cracul cu Aur (Ocna de Fier).

b) *Hipotermal* — cu concentrații de aur asociat cu cuarț, mispichel, pirită ± turmalină, legate genetic de granitoide vechi precambriene și paleozoice, uneori granite

gnaisice: Valea lui Stan (România), Kocikarsk (U.R.S.S.), Kolar (India), Porcupine și Noranda (Canada).

c) *Mezotermal*: 1) cu concentrații de aur asociat cu cuarț, baritină, carbonați, sulfuri și tetraedrit în filoane consangvine cu roci granitice și porfirele lor, de vîrstă mezozoică, sau cu roci vulcanice și subvulcanice neozoice: Patruleterul Aurifer (România), Berezovsk (Ural), Bendigo și Ballarat (Australia), Mother Lode (California — S.U.A.); 2) sau cu concentrații de argint asociate cu sulfuri de Pb și Zn (Herja, în România, Prizibram în Cehoslovacia, Freiberg în R. D. Germană, Coeur d'Alene-Idaho, Constock-Nevada în S.U.A., Santa Eulalia în Mexic); 3) ori filoane de argint propriu-zise (Konigsberg în Norvegia).

d) *Epitermal* — cu concentrații de aur și telururi aurifere sau auro-argentifere, asociate cu calcedonie, opal, cuarț, baritină, adular, zeoliți și sulfuri, asociate vulcanismului neogen alpin: Patruleterul Aurifer, munții Gutinului (România), Stiavinca (Cehoslovacia), Cripple-Creek în Colorado (S.U.A.).

e) De *concentrație mecanică* — reprezentate prin: depozite *eluviale* (Australia), *aluvionare* (V. Arieșului, Amur, Lena) și *marine* (Alaska, Ghana).

f) *Metamorfizat* — cu concentrații aurifere în depozite detritice vechi, metamorfizate regional; Witwatersrand (Africa de Sud).

6.4.1.2. Zăcămine de aur și argint din România

Zăcămine hipotermale. Valea lui Stan. Pe Valea lui Stan, afluent al Lotrului, la vest de Brezoi, este cunoscută o mineralizație localizată în mici lentile asociate gnaiselor oculare de Cozia. Mineralizația constă din cuarț și calcit, impregnate cu aur, mispichel și mici cantități de sulfuri.

Zăcămine mezotermale. Patruleterul Aurifer. În sudul Munților Apuseni, în unitatea munților Metaliferi, într-un perimetru delimitat de localitățile Săcărîmb-Zlatna-Baia de Arieș-Caraci și ocupînd o suprafață de circa 2 500 km², se găsesc cele mai importante zăcămine aurifere și auro-argentifere ale țării noastre. Ele sînt cunoscute și exploatate de mai bine de două milenii și jumătate.

Regiunea este alcătuită, în fundament, din roci metamorfice acoperite în cea mai mare parte de formațiuni eruptive și sedimentare mezozoice și neozoice.

Soluțiile mineralizante au provenit din bazinele magmatice ce au generat andezitele cuarțifere cu hornblendă de tip Barza, iar concentrațiile metalifere sînt localizate spațial în aceste roci, sau în dacite și riolite. Cele mai multe sînt cantonate în structuri vulcanice, subvulcanice sau în învelișurile fisurate ale unor corpuri hipoabisice. Constau mai ales din filoane (Săcărîmb, Băița-Crăciunești, Ruda-Barza, Musariu, Haneș, Almaș) și volburi amplasate în zonele de intensă fisurare a vulcanitelor (Roșia Montană, Baia de Arieș).

Asociațiile genetice sînt variate. Se deosebesc: zăcămine cu aur nativ (Musariu, Ruda-Barza, Valea Morii, Haneș, Roșia Montană) și zăcămine cu telururi aurifere (Săcărîmb, Stănița-Vilanela, Fața Băii).

Pe baza studiilor complexe, executate în regiune (M. Borcoș și colab., M. Ionescu etc.) s-a ajuns la concluzia că aceste zăcămine sînt de geneză mezotermală în majoritatea cazurilor cu unele tranziții mezo-hipotermal sau mezo-epitermal. Mineralizațiile au un caracter poliaseendent, cu trei-patru faze de mineralizare, avînd parageneze diferite, dar adesea suprapuse spațial prin telescoperare.

Zăcăminele din *grupul Brăd* sînt cele mai importante. Concentrațiile au formă de filoane, localizate în mai multe aparate vulcanice anedezitice ce formează zăcăminele: Dealul Fetii, Musariu, Brădișor, Ruda-Barza, Valea Morii, Valea Arsului, Ciinel. Mineralizațiile sînt mai bogate în apropierea coșurilor vulcanice și constau din: aur nativ liber sau inclus, pirită, mispichel, blendă, galenă, calcopirită, stibină, tetraedrit, jamesonit etc., cu gangă de cuarț, carbonați și baritină.

Zăcămintul *Haneș* (fig. IV.35) este localizat la 14 km VNV de Zlatna, pe versantul sudic al dealului Iepurelui, în legătură cu vulcanul de lave, înrădăcinat prin trei canale al cărui nume îl poartă. Filoanele, în număr de circa 50, sînt răspîndite pe o suprafață de 1,5 km² și amplasate în rocile sedimentare competente, la contactul aparatului vulcanic cu sedimentele și chiar în zona superioară a acestuia. Au orientarea N 20—80°V și înclină cu 50—85° spre NE (cele mai multe) sau spre SV. Prin dimensiuni și volumul rezervelor, cele mai importante sînt filoanele XI și XXII. Ele au o mineralizație auriferă și polimetalică.

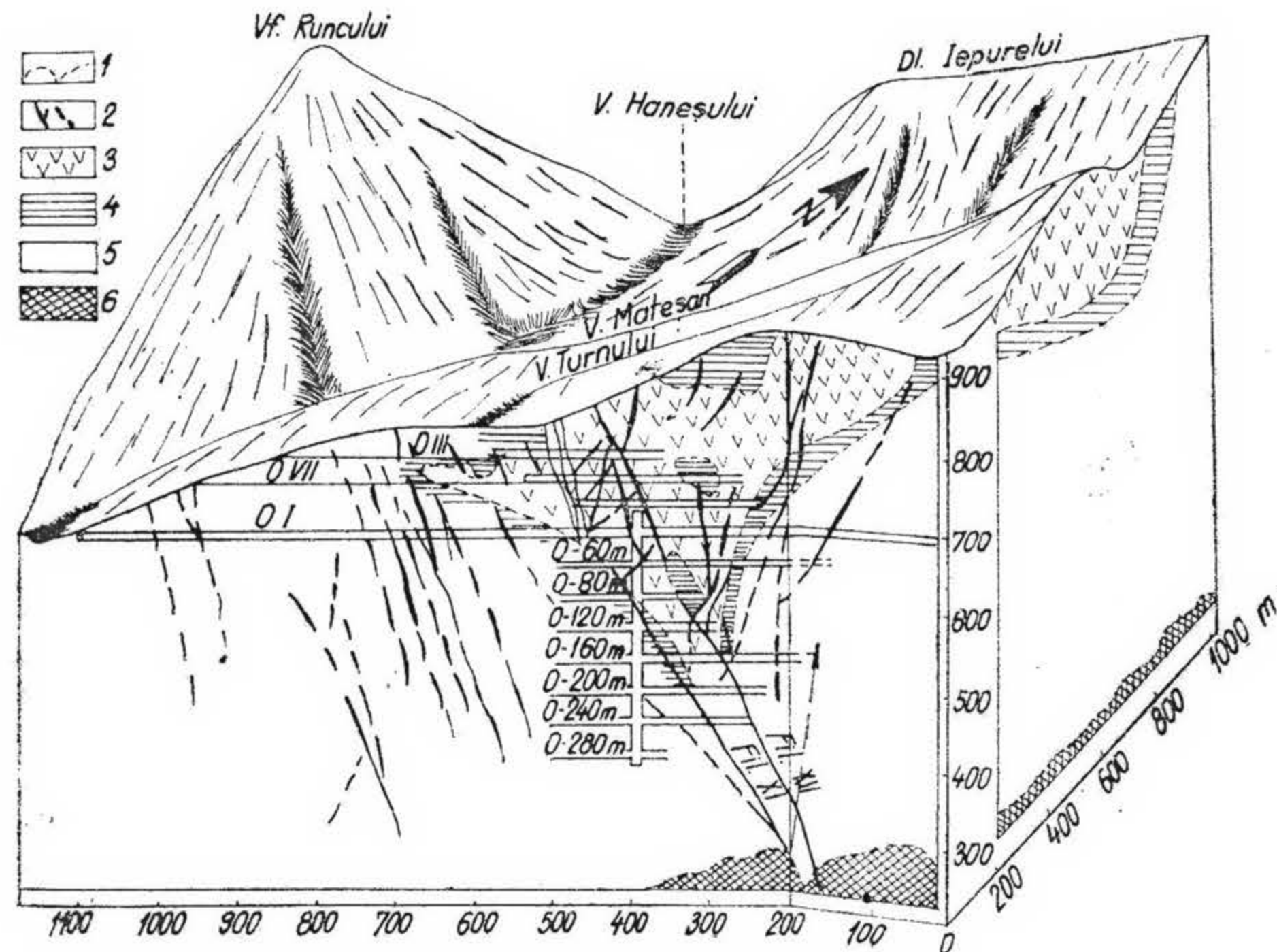


Fig. IV.35. Blocdiagramă prin aparatul vulcanic și zăcămintul Haneș:

1 — limită geologică; 2 — falii și fracturi filoniene; 3 — andezit cuarțifer cu hornblendă de Haneș; 4 — corneene de contact; 5 — conglomerat de Fața Băii (Badenian inferior); 6 — Cretacic;

Zăcămine epitermale. Munții Gutin. Pe versantul sudic al munților Gutinului, legat de activitatea vulcanică a ciclului II de erupțiuni, care au generat dacitele de Limpedea, Șindileu și Ulmoasa, andezitele cuarțifere de Piscuiatu și Șuioar, precum și

andezitele cu hornblendă și piroxeni de Jereapăn, apar, pe lângă mineralizațiile sulfuroase polimetalice, și concentrații aurifere: *Băița* (în parte), *Valea Borcutului* (Borzaș, Săsar), *Valea Roșie*, *Dealul Crucii* și *Șuior*.

Zăcămintul *Șuior* (fig. IV. 36). Localizat la 12 km NE de Baia Sprie, în andezite cuarțifere. Este format dintr-un singur filon — *Cremenea* — orientat aproape E-V,

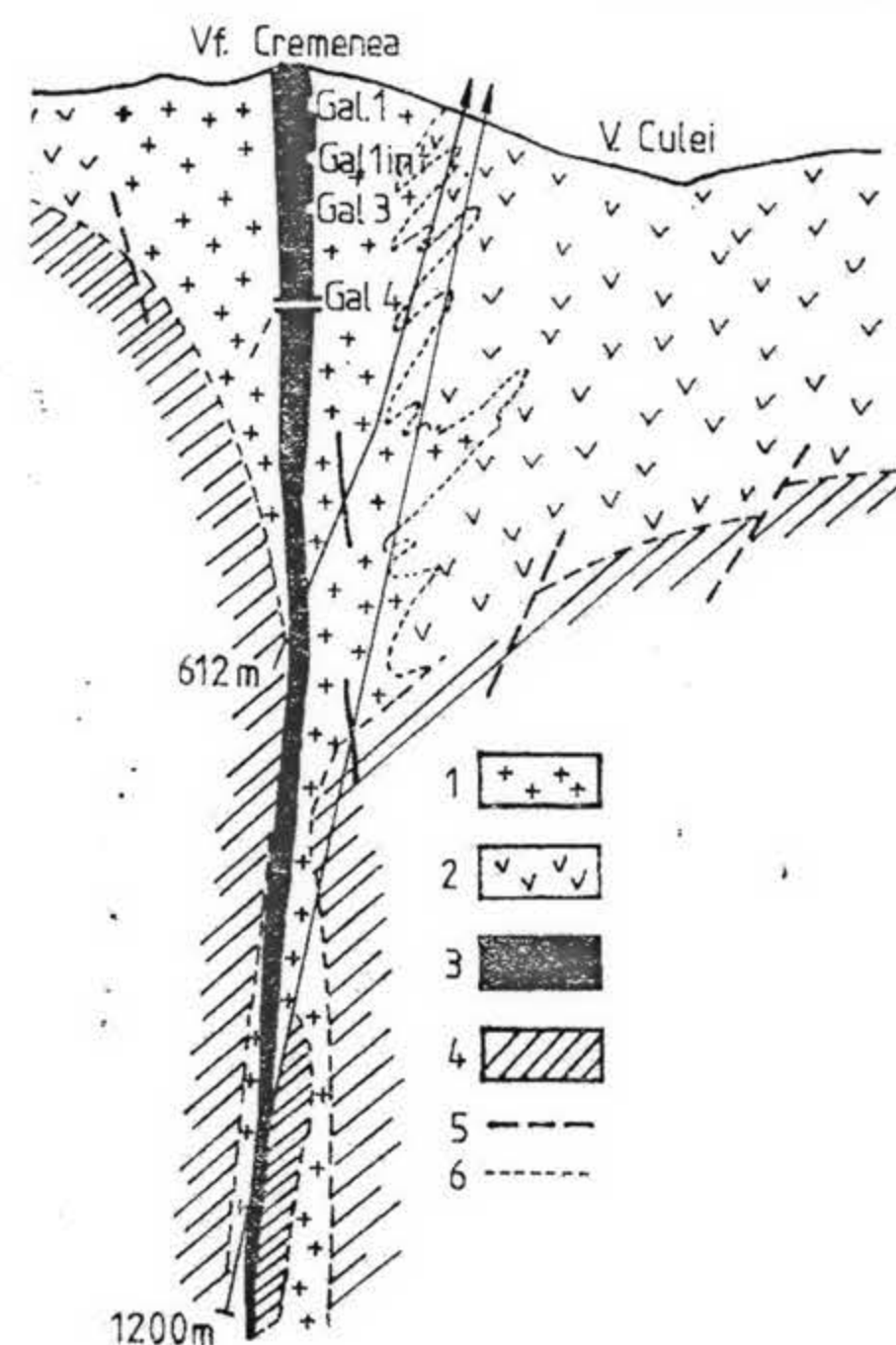


Fig. IV.36. Secțiune prin zăcămintul Șuior (după datele E. M. Șuior):

1 — andezit piroxenitic de con; 2 — andezit piroxenitic; 3 — filon; 4 — sedimentar (Miocen); 5 — falie; 6 — limite geologice.

cu înclinare de 75—80° spre N. Mineralizația constă la partea superioară din cuarț și subordonat calcedonie, impregnate difuz cu aur și minerale de argint. În profunzime crește conținutul în sulfuri.

5.5. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI PENTRU METALE RADIOACTIVE

5.5.1. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE URANIU ȘI RADIU

5.5.1.1. Tipuri genetice de zăcămine de uraniu și radiu

a) *Lichidmagmatic* (proto- și histeromagmatic) — cu concentrații de monazit, xenotim, piroclor, allanit, zircon, granați, biotit uranifer și sfen în roci calcoalcaline sau alcaline: S.U.A., Canada.

b) De *carbonatite* — cu concentrații de apatit, monazit, baddeleyit, piroclor, perovskit, allanit, minerale de Nb, fluorină ± sulfuri, în foyaite, ijolite, urtite, sienite: Alnö (Suedia).

c) *Pegmatitic* — cu concentrații de uraninit, uranothorit, thorianit, monazit, xenotim, allanit, gadolinit și tantaloniobați în pegmatite granitice sau sienitice, de linie directă și de linie încrucișată: Spania, Portugalia, U.R.S.S., Norvegia, Suedia.

d) *Pirometasomatic*: Băița Bihor, Mary Kathleen (Australia), S.U.A.

e) *Hipotermal*: Châteauneuf-Lambert (Franța), S.U.A., Canada, Australia.

f) *Mezotermal* — cu concentrații de minerale de U, Co, Ni, Bi, Ag: Joachimov (Cehoslovacia), Shinkolobwe și Cambowe (Zair), Canada.

g) *Epitermal* și *teletermal*: Jugoslavia, Franța, Portugalia, S.U.A.

h) *Rezidual*: Clark County-Nevada (S.U.A.), Bulgaria, U.R.S.S.

i) De *infiltrație*: cu concentrații de urano-vanadați: S.U.A.

j) *Detritic*: S.U.A., Brazilia, India, Sri Lanka, Australia.

k) *Sedimentar de precipitație chimică și biochimică*.

l) *Metamorfozat*: Carpații Orientali (România), Blind River (Canada).

5.5.2. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE THORIU

5.5.2.1. Tipuri genetice de zăcămine de thoriu

a) *Lichidmagmatic* — cu concentrații de monazit și xenotim în granite sodice și sienite: Norvegia, S.U.A., Canada.

b) *Pegmatitic* — cu concentrații de allanit, xenotim și monazit: Langensundern Förd (Norvegia), Brazilia, India.

c) *Hipotermal* — cu concentrații de allanit și monazit: Jugoslavia, Malaezia, Australia, Japonia.

d) *Detritic* (vezi același tip la uraniu).

e) *Metamorfozat* — cu concentrații de monazit în paragneise și conglomerate vechi metamorfozate: India, S.U.A., Canada.

5.6. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI PENTRU METALE RARE ȘI DISPERSE

5.6.1. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE PĂMÎNTURI RARE

Prin *pământuri rare* (TR) sunt denumite un grup de 14 elemente chimice cu numerele de ordine 58—71 în sistemul periodic, al căror clark este foarte scăzut (10^{-4} — $10^{-5}\%$). Ele au proprietăți chimice și geochimice foarte apropiate între ele și, de asemenea, apropiate de ale Sc și La, ceea ce explică apariția lor în minerale comune, unde se pot substi-

tui izomorf. Rareori formează concentrații exploatabile, iar acestea aparțin următoarelor tipuri genetice. :

a) *Lichid magmatic* — cu concentrații de mozanit, xenotim, samarskit etc. în roci granitice și sienitice: Ditrău, Suedia, U.R.S.S.

b) *Pegmatitic* — cu concentrații de monazit, samarskit, gadolinit, xenotim în pegmatite granitice și sienitice: U.R.S.S., Norvegia.

c) *Detritic*: U.R.S.S., Scandinavia, India, Brazilia, Australia.

5.6.2. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE ZIRCONIU ȘI HAFNIU

Aceste elemente oferă un exemplu tipic de asociere în natură, pe baza proprietăților chimice și razelor ionice asemănătoare. Hf apare ca substituent al Zr în proporție de 0,5—2,0%, în mineralele acestuia. Concentrațiile exploatabile sînt de geneză *pegmatitică* sau *detritică*.

5.6.3. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI DE NIOBIU ȘI TANTAL

Și aceste două elemente apar în concentrații comune, avînd chiar minerale comune. Ele sînt de geneză: a) *lichidmagmatică* Ditrău (România), Nigeria; b) *pegmatitică* (Brazilia); c) *pirometasomatică* (R. F. Germania); d) hidrotermală (Namibia, Nigeria) și e) *eluvială-deluvială* (Brazilia, Zair).

5.6.4. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI PENTRU METALE DISPERSE

În această categorie intră o serie de metale (Cd, Ge, Ga, In, Ta, Re, Sc) foarte puțin răspindite în scoarță (oligoelemente), al căror clark este cuprins între $10^{-7}\%$ (Re) și $1,5 \cdot 10^{-3}\%$ (Ga) și care rareori formează minerale proprii. Ele se extrag ca subproduse din minereurile altor metale, în care apar întim asociate, sau formează substituții izomorfe.

Cadmiul formează și minerale proprii (greenockit, monteponit) care apar întim asociate cu blenda în mineralele de Pb și Zn, dar apare mai des ca substituent izomorf al zincului în mineralele acestuia. La noi blenda de Rușchița este bogat cadmiferă.

Germaniul, deși are o serie de minerale ca argirodit, confieldit și germanit, se extrage ca subprodus din minereurile de pirită, staniu, plumb și zinc sau cupru, precum și din unii cărbuni.

Galiul se extrage din bauxite și minerale de Cu și Zn.

Indiul apare asociat cu Cd și Ga în blendă.

Taliul rareori formează minerale proprii (lorandit), dar se găsește dispersat în alumino-silicați (feldspați), unele sulfuri (calcopirită, marcasită) și în zăcămintele de săruri de K, de unde se și recuperează.

Reniul apare asociat cu molibdenul în minereurile acestuia și se recuperează din concentrațiile de molibdenit. Mineralizațiile de molibden din România conțin

între 30 ppm și 350 ppm Re, raportul Re: Mo variînd între 1:4 400 (Băița Bihor) și 1:700 (Sasca Montană).

Scandiul apare rar în unele pegmatite în care este cunoscut mineralul thortveitit (Norvegia). Mai este cunoscut ca substituent izomorf în diopsid și hornblendă. Sursa de scandiu o constituie concentratele de wolfram și staniu, ca și unele reziduuri de la prelucrarea uraniului.

5.7. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI NEMETALIFERE

5.7.1. MATERII PRIME PENTRU INDUSTRIA METALURGICĂ ȘI REFRACTARĂ

Industria metalurgică și a materialelor refractare folosește o serie de minerale nemetalifere, ca adaosuri fondate în furnale și cuptoare (fluorină, criolit, dolomit), sau ca materiale refractare pentru căptușit cuptoarele și lingotierele (magnezit, dolomit, grafit, sillimanit, andaluzit, disten, serpentin, talc, pirofilit, cromit, bauxită).

5.7.1.1. Dolomit

Dolomitul este întrebuințat ca fondant în industria siderurgică, cu condiția să conțină cel puțin 20% MgO, iar suma oxizilor acizi să nu depășească 4%. Mai este folosit la producerea unor materiale refractare, obținerea oxidului de magneziu în industria chimică, în industria ceramică și a sticlei, industria materialelor de construcție (în locul calcarelor). Cele mai importante zăcămintele sînt de geneză *sedimentară* (Surduc-Cluj, Ovidiu-Constanța, Voșlobeni și Delnița-Harghita) și *metamorfizată* (Poiana Ruscă). Se cunosc și zăcămintele *hidrotermale*.

5.7.1.2. Grafit

Varietatea cristalizată cea mai comună a carbonului — grafitul — este întrebuințat la: paturile de întreținere a furnalelor, recarburarea oțelurilor, creuzete, electrozi și perii pentru motoarele electrice, baterii uscate, lubrifianți și creioane. Se cunosc următoarele tipuri genetice de zăcămintele: a) *histeromagmatic* — cu diseminatii și concentrații lenticulare de grafit în sienite: Botogolsk și Aliberovsk (U.R.S.S.); b) *pegmatitic* — cu concentrații de grafit în unele filoane pegmatitice asociate granitelor: Canada, Sri Lanka; c) de *metamorfism de contact* — cu concentrații de grafit în skarne: S.U.A., Soongun (Coreea); d) *hidrotermal* — cu concentrații de grafit în filoane și volburi formate prin remobilizarea carbonului din rocile înconjurătoare: R. Malgașă, Brazilia;

e) *metamorfic* — formate în urma metamorfismului regional dinamo-termic: V. Galbenu-Baia de Fier — Polovragi (fig. IV. 37), Schwarzbach (Cehoslovacia).

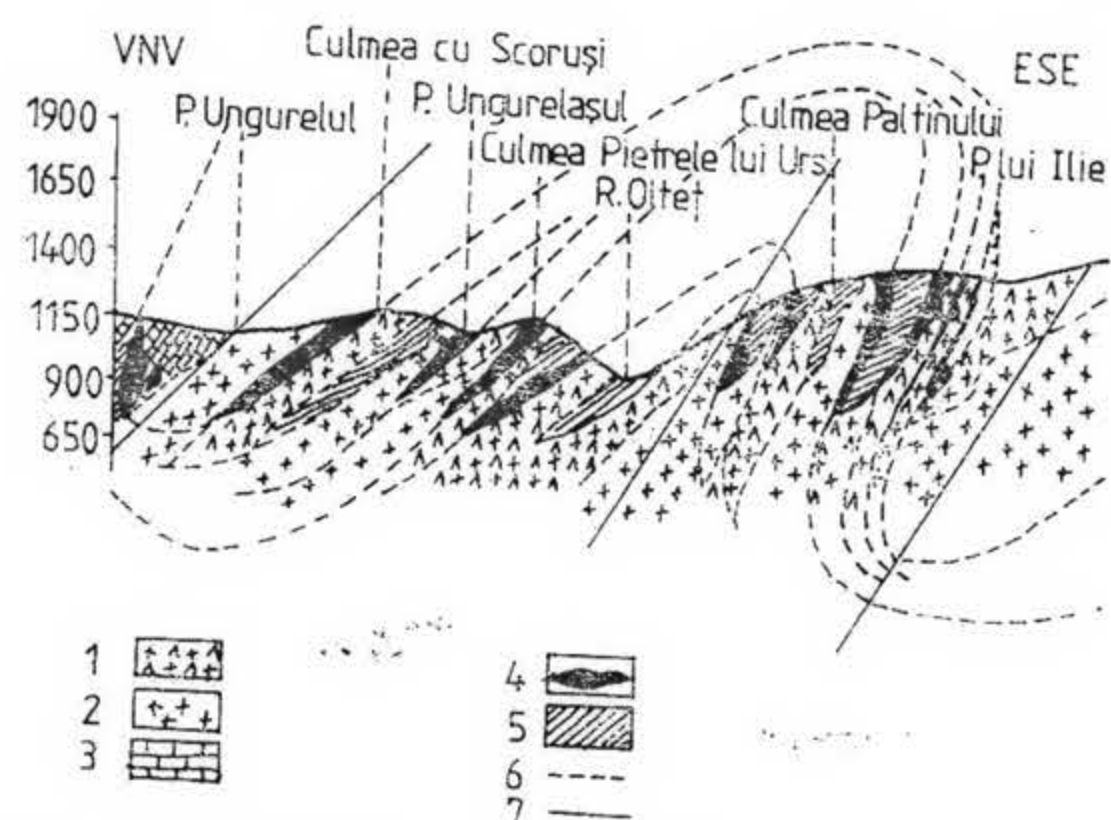


Fig. IV.37. Secțiune prin zăcămintul de grafit din V. Oltețului (după M. Trifulescu și N. Dragomir în V. Brana):

1 — migmatite; 2 — granite; 3 — calcare cristaline; 4 — gnaise grafitoase; 5 — paragneise micacee, gnaise amfibolice și amfibolice; 6 — cutele complexului grafitos; 7 — axa cutei.

5.7.1.3. Silicați de aluminiu

Andaluzitul $Al_2[SiO_4]O$, sillimanitul $Al[AlSiO_5]$ și distenul $Al_2[SiO_4]O$ au proprietatea ca prin încălzire să treacă în mullit $Al_6(SiO_4)_2O_5$, compus cu structură fibroasă, stabil până la $1810^\circ C$, folosit în producerea unor materiale refractare de foarte bună calitate. Aceleași minerale mai sînt întrebuințate în industria ceramică și la obținerea siluminului. Toate sînt minerale *metamorfice*, rezultate prin metamorfismul regional al rocilor argiloase, bogate în aluminiu. Se mai pot concentra și în unele *depozite detritice*. Zăcămintele mari de andaluzit și sillimanit sînt cunoscute în Africa de Sud, India și Spania, iar de disten în Franța, S.U.A., Brazilia, India. În țara noastră sînt cunoscute concentrații de disten în complexul micașisturilor din munții Sebeșului și Semenicului.

5.7.1.4. Tale și steatit

Talcul și varietatea sa mai compactă — steatitul — sînt întrebuințate la producerea cărămizilor refractare, a unor creuzete, în industria ceramică, a hîrtiei, a cauciucului, în industria textilă, chimică la producerea unor lubrifianți, de lacuri și vopsele, insecticide și fungicide, industria farmaceutică etc. Steatitul, mai compact, este folosit pentru recipientii în care se păstrează acizii puternici și pentru sculpturi. Apar ca

produse ale *metamorfismului hidrotermal* al unor roci bazice magneziene sau al dolo-mitelor, precum și în urma *metamorfismului de epizonă*. Zăcămintele importante se cunosc în: Japonia, munții Appalași și Adirondak din S.U.A., Coreea de Sud, R. P. Chineză, U.R.S.S. (Șabrovsk), Franța (Pirinerii Orientali și Ariège) ș.a. țări. În România se cunosc concentrații de talc și steatit asociate șisturilor cristaline prebaikaliene ale seriei de Miniș din domeniul getic (Pirvova) și în șisturile cristaline epimetamorfice din autohtonul danubian de la Nucșoara-Marga și din Poiana Ruscă (Cerișor-Lelese-Valea Lupului).

5.7.1.4. Pirofilit

Pirofilitul, mineral asemănător talcului, este folosit pentru producerea smalturilor anticorozive rezistente la temperaturi înalte, a unor materiale refractare și ceramice. Are o geneză *hidrotermală* sau *metamorfică*. Zăcămintele importante se găsesc în: seria de Schela, U.R.S.S., S.U.A., Brazilia etc.

5.7.2. MATERII PRIME PENTRU INDUSTRIA CERAMICĂ ȘI A STICLEI

5.7.2.1. Argile

Argilele sînt roci de alterare și sedimentare (vezi rocile sedimentare). În funcție de refractaritatea lor se deosebesc argile comune cu punctul de fuzibilitate cuprins între 1000 și $1100^\circ C$ și argila refractară cu fuzibilitatea 1300 — $1400^\circ C$.

Argila comună, utilizată la fabricarea cărămizilor, țiglelor, cahlelor de teracotă și în olărie, reprezintă 40% din producția mondială de argile. Se găsește concentrată în mai toate formațiunile geologice.

Argilele caolinice, folosite în fabricarea porțelanului, faianței și în industria hîrtiei au o răspîndire mult mai limitată: Kaoling (R. P. Chineză), Volgograd (U.R.S.S.), Zettlitz și Pilsen (Cehoslovacia), Meissen și Kemmlitz (R. D. Germană), Devonshire (Marea Britanie), Saint-Yrieix-la-Perche (Franța). În România sînt cunoscute și exploatare concentrații de caolin în Dobrogea, munții Harghita, munții Rodnei și munții Apuseni.

Argilele refractare, folosite pentru fabricarea cărămizilor refractare și șamotelor, se exploatează în zăcămintele stratiforme și lenticulare din Liasul inferior în facies de gresten din Pădurea Craiului la Șuncuiuș (fig. IV. 38), în Banat (Anina), în munții Vilcan și în depresiunea Bîrsei.

Argilele bentonitice (decolorante), provenite prin sedimentarea și alterarea cenușilor vulcanice, se exploatează în: Banat (Tufări și Rugi), Bazinul Transilvaniei (Ocna Mureșului, Valea Chioarului), Țara Oașului (Orașul Nou), munții Lăpușului (Răzoare), județele Hunedoara (Gurasada) și Prahova (Breaza, Prăjani-Brebu).

Argilele colorante (lutișoare), folosite în industria vopselelor, se cunosc și se exploatează la: Berevoiești (Argeș), Pescari (Caraș-Severin), Racoșul de Sus (Brașov), Mircea Vodă (Constanța) etc.

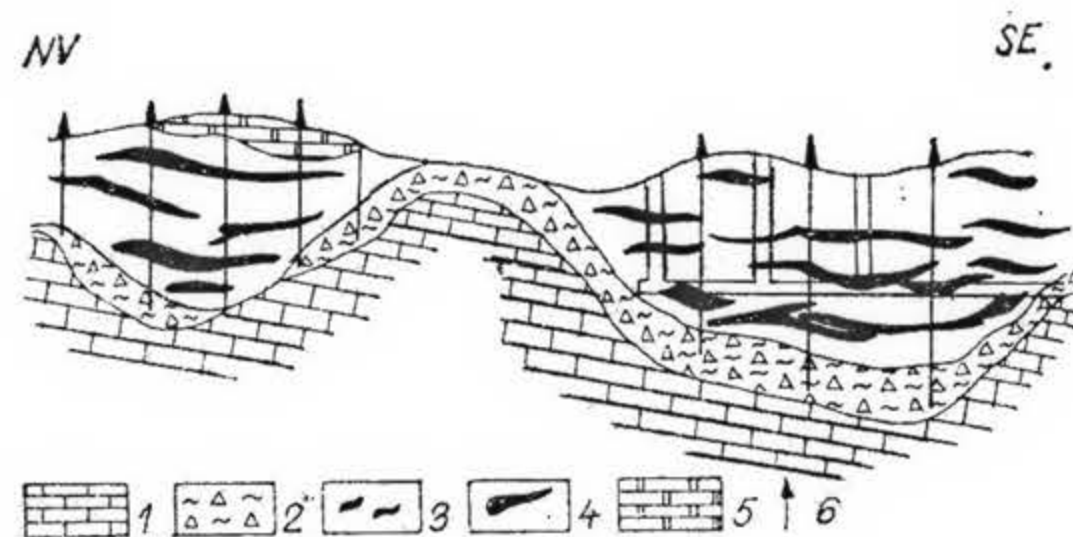


Fig. IV.38. Secțiune prin zăcămintul de argilă refractară de la Șuncuiș (după V. Brana):

1 — calcar alb norian; 2 — argilă roșie cu fragmente de gresie și calcar; 3 — orizontul productiv grezo-argilos (Liasic inferior); 4 — strat lenticular de argilă refractară; 5 — calcar negru (Liasic mediu); 6 — foraj de explorare.

5.7.2.2. Feldspați

Feldspații potasici (ortoză, microclin) și cei sodici (albit) sînt folosiți în industria ceramică, ca fondant al șarjei, la producerea porțelanurilor fine, faianței, izolatorilor electrici, a unor emailuri. Singurul tip genetic de zăcămintă exploatabile este cel *pegmatitic*: Voineasa, Teregoa, Armeniș, Globul Craiovei, Muntele Rece.

5.7.2.3. Cuarț și nisipuri cuarțoase

Cuarțitele pure metamorfice, gresiile și nisipurile cuarțoase sedimentare sînt utilizate ca materie primă pentru industria sticlei, a cărămizilor refractare acide *silica* la fabricarea ceramicii, la producerea miezurilor de turnare a carborundumului, silica-ului de sodiu, siliconilor etc. Zăcămintă importante sînt cunoscute la Vălenii de Munte, Miorcani, Hudești (România), precum și în U.R.S.S., Brazilia, S.U.A., Republica Malgășă, India, Elveția ș.a. țări.

5.7.3. MATERII PRIME PENTRU INDUSTRIA CHIMICĂ

5.7.3.1. Sare

Sarea este unul dintre cele mai comune și cunoscute minerale și are multiple și variate întrebuințări. Se numără printre primele cinci materii prime ale industriei chimice, din ea obținându-se peste 10 000 de produse chimice: produse sodice, acid clorhidric și derivatele sale, inclusiv fibre sintetice, mase plastice, piele artificială și rășini sintetice. Mai este folosită drept fondant în metalurgie și la rafinarea metalelor și a petrolului, în industria ceramică, textilă, a hirtiei și alimentară. Zăcămintele au o sin-

gură geneză, de *evaporare*. Unele țări o mai recuperează și din apa marină. Mari zăcămintă se cunosc în S.U.A., R. P. Chineză, U.R.S.S., R. F. Germania, Marea Britanie, Franța, India, Canada, Australia, Mexic, Italia, Polonia etc.

În România se cunosc peste 270 masive de sare, dintre care doar șapte se găsesc în exploatare. Ele sînt legate de formațiuni acvitanene și tortonene și au o mare răspindire în zona neogenă a Carpaților Orientali și Meridionali (Cacica, Tg. Neamț, Tg. Ocna, Slănic Prahova, Ocnele Mari), Miocenul de pe bordura depresiunii Transilvaniei (Praid, Ocna Sibiului, Ocna Mureșului-Uioara, Ocna Dejului) și în depresiunea Maramureșului.

5.7.3.2. Sulf

Acest element apare în stare nativă sau sub formă de combinații (sulfuri, sulfo-săruri și sulfați) din care se poate recupera. Principala întrebuințare este la producerea acidului sulfuric și derivatelor sale, între care insecticidele și fungicidele ocupă un loc important. Mai este folosit în industria hirtiei și cauciucului, precum și la tratarea pieselor de oțel (sulfurare).

Se cunosc două tipuri genetice de zăcămintă: a) *pneumatolitic de exhalafie* (vulcanic): Gura Haitii (România), U.R.S.S., Japonia, Chile; b) *sedimentar* (solfarian), în care sulful provine din reducerea sulfaților din formațiunile gipso-salifere asociate cu roci bituminoase: Pucioasa-Dimbovița, Folești-Vilcea, Năeni-Buzău (România), Sicilia.

5.7.3.3. Baritină și witherit

Baritina este principalul mineral de bariu. Witheritul apare subordonat. Bariul este întrebuințat în industria chimică pentru obținerea diverselor săruri (sulfat, sulfură, clorură) care au multiple utilizări. Baritina este folosită ca material de îngreunare al fluidelor de foraj, în instalațiile de spălare a cărbunilor cocsificabili, la producerea cimenturilor grele și cimentului hidraulic, a materialelor de protecție împotriva radiațiilor röntghen. Mai este, de asemenea, folosită în industria sticlei, hirtiei, lacurilor și vopselelor, materialelor plastice, la fabricarea zahărului, a pudrei etc. Principalele zăcămintă sînt de geneză *hidrotermală* (mezotermală și epitermală): Somova, Ostra (România), Cutais (U.R.S.S.), Meggen (R. F. Germania), Franța, Jugoslavia, S.U.A., Mexic. Rareori apar și zăcămintă sedimentare.

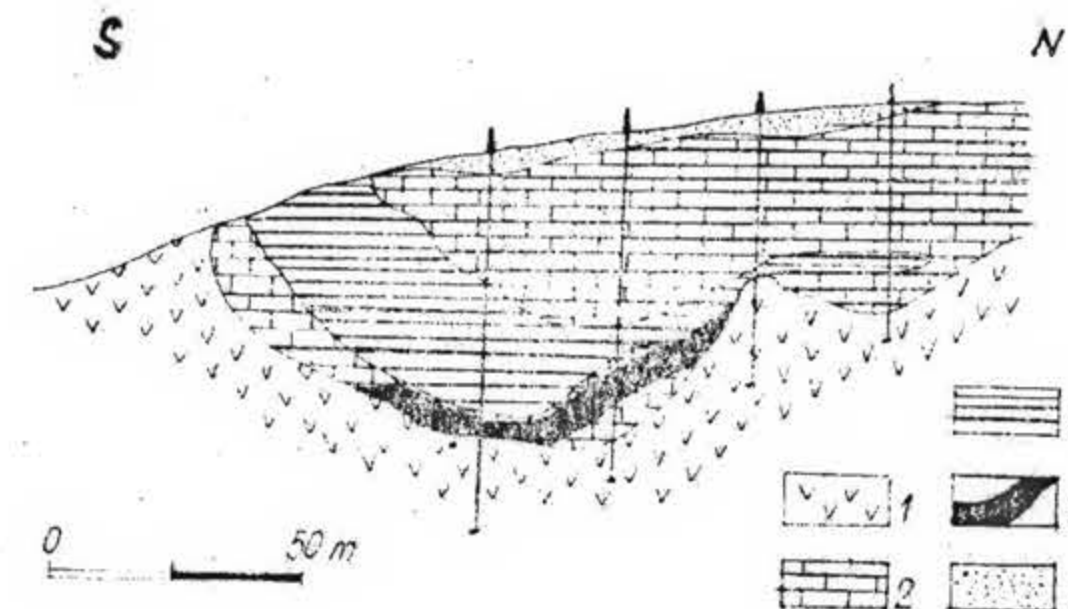


Fig. IV.39. Secțiune prin zăcămintul Somova (după V. Ianovici et. al.):

1 — porfir cuarțifer; 2 — calcar; 3 — baritină; 4 — sulfuri poli-metalice; 5 — loess.

Zăcămintul *Somova* (fig. IV. 39), localizat în Dobrogea de Nord, a luat naștere prin înlocuirea metasomatică a calcarelor triasice sub acțiunea soluțiilor hidrotermale asociate magmatismului chimeric vechi din ciclul alpin.

5.7.4. MATERII PRIME PENTRU ÎNGRĂȘĂMINTE AGRICOLE

5.7.4.1. Săruri de potasiu

Potasa (K_2O) este utilizată pentru îngrășăminte agricole (95% din producția mondială) și ca materie primă în industria chimică (5%). Se extrage din cloruri, sulfati și azotați (salpetru de Chile). Singurul tip genetic important de zăcămint este cel de *evaporare*: Tg. Ocna-Gălean (România), U.R.S.S., Canada, R. D. Germană, R. F. Germania, S.U.A.

5.7.4.2. Fosfați

Fosforul se extrage din fosfați de origine *sedimentară* (85% din producția mondială) și din apatită (15%). Concentrațiile de apatită pot fi de geneză: a) *histeromagmatică*: Peninsula Kola (U.R.S.S.), Kiruna (Suedia); b) *pegmatitică*: Oddegarden (Norvegia); c) *hidrotermală*. Fosfații sedimentari apar sub formă de fosforite și depozite de guano. Cele mai importante zăcăminte de fosforite sedimentare se cunosc în S.U.A., U.R.S.S. (Kara Tau), Africa de Nord.

5.7.5. MATERII PRIME PENTRU INDUSTRIA ELECTROTEHNICĂ ȘI OPTICA

5.7.5.1. Mice

Micele sînt minerale foarte răspindite care participă cu circa 3,8% în constituția scoarței terestre. Deosebim mice alumino-potasice (muscovit), feromagneziene (biotit) și litinifere (lepidolit, zinnwaldit). Peste 60% din producția mondială de muscovit este folosită în industria electrotehnică pentru: izolatori, condensatori, membrane de telefon, microfoane, magentouri, bujii, televizoare etc. Singurul tip genetic de zăcămint este cel *pegmatitic*: Carpații Meridionali, munții Rodnei (România), U.R.S.S. (Mamsk), S.U.A., India (Madras și Bengal), Brazilia, Franța.

5.7.5.2. Azbest

Prin denumirea de azbest se înțelege un grup de minerale, silicați hidratați de Mg, Fe, Cu, fibroase cu proprietăți fizico-chimice asemănătoare, provenite din alterarea serpentinelor (crisotil, picrolit) și a amfibolilor (crocidolit, amozit). Ele sînt întrebuin-

țate ca izolatori electrici și termici, la producerea țesăturilor incombustibile pentru echipament de protecție, a unor materiale de construcție (eternit, azbociment), în industria vopselelor. În prezent cei mai mari consumatori de azbest sînt industriile de automobile și aviatică. Aceste minerale se formează prin *metamorfism hidrotermal* al rocilor ultrabazice sau din *soluții coloidale reziduale* rezultate în urma alterării serpentinelor. Zăcăminte importante se cunosc în: U.R.S.S. (Bajenovo) Canada (Quebec), Africa de Sud, Zimbabwe, R. P. Chineză, Italia, Brazilia, S.U.A. (Arizona). În România se exploatează câteva mici mineralizații de azbest crisotilic în Banatul de sud.

5.7.6. MATERIALE DE CONSTRUCȚII

5.7.6.1. Pietre de construcție

Se folosesc drept pietre de construcție la construcția structurilor de rezistență, sau pentru pavajul șoselelor, diverse roci care îndeplinesc condiții de rezistență la compresie, uzură, intemperii și gelivitate și se pot fasona în blocuri de dimensiuni dorite. În acest scop se întrebuințează calcare, dolomite, gresii, conglomerate, granite, granodiorite, diorite, sienite, gabrouri, riolite, dacite, andezite, bazalte, tufuri vulcanice.

5.7.6.2. Pietre decorative

Acestea sînt diverse roci care prin structura, textura și culoarea lor plăcută se folosesc pentru înfrumusețarea construcțiilor cu importanță administrativ-socială. Se folosesc sub formă de placaje, elemente decorative și arhitectonice (capitele) și în construcția monumentelor. Pe lângă unele roci magmatice (granite, granodiorite, sienite, gabrouri, andezite și bazalte), se întrebuințează în acest scop: marmurele și cipolinurile, travertinul, calcarele organogene (lumachelice, cu numuliți, cu amoniți și belemniti etc.), calcare policrome ș.a. Cele mai importante exploatări de marmură se găsesc în Poiana Ruscă la Rușchița.

5.7.6.3. Materiale pentru lianți

Lianții folosiți în construcții sînt: cimentul portland fabricat din calcar, marnă și argilă, varul produs din calcar și dolomit și ipsosul obținut din gips și anhidrit.

5.7.6.4. Agregate pentru betoane și mortare

Ca agregate pentru betoane și mortare se folosesc pietrișurile (balastul), piatra ponce (pentru betoane ușoare), criblura de bazalt și alte roci magmatice cu rezistențe mecanice ridicate (pentru betoane speciale de fundații) și nisipurile.

Principalele minerale industriale din zăcămintele

Elementul	Mineralul ¹⁾	Formula chimică	Sistemul de cristalizare	Conținut %	Greutate spec. gf/cm ³	Tipul genetic ²⁾
1	2	3	4	5	6	7
Aluminiu (Al)	Diaspor	$\alpha - \text{AlOOH}$	R	85 Al_2O_3^*	3,3-3,5	Pirom., h., rez., sed-chim., met-zat.
	Boehmit	$\gamma - \text{AlOOH}$	R	85 Al_2O_3^*	3,0-3,1	H., sedchim.
	Hydrargilit (gibbsit)	$\gamma - \text{Al}(\text{OH})_3$	M	65,4 Al_2O_3^*	2,3-2,4	H., rez.
	Nefelin	$\text{KNa}_3[\text{AlSiO}_4]_4$	H	34,9 Al_2O_3^*	2,6	Pm., histm., pgm.
	Leucit	$\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$	$\begin{cases} T < 605^\circ \beta\text{-Tetrag.} \\ T > 605^\circ \alpha\text{-C} \end{cases}$	23,5 Al_2O_3^*	2,4-2,5	Lm.
	Caolinit	$\text{Al}_4[(\text{OH})_8 \text{Si}_4\text{O}_{10}]$	T	39,5 Al_2O_3^*	2,5-2,6	H., altzo., rez., Sed-chim.
Argint (Ag)	Criolit	Na_3AlF_6	M	12,8 Al *	2,9-3,0	Pgm.
	Argint nativ	Ag	C	70-99 Ag* + Au, Pt, Sb, Hg,	9,6-12,0	Pirom., h., altzo., met-zat.
	Argentit	Ag_2S	$\begin{cases} T < 176^\circ \alpha\text{-M} \\ T > 176^\circ \beta\text{-C} \end{cases}$	87,1 Ag *	7,0-7,4	Pirom., h., altc.
	Pearceit	$9 \text{ Ag}_2\text{S} \cdot \text{As}_2\text{S}_3$	M	78,4 Ag *	6,1-6,2	H.
	Polibazit	$8 (\text{Ag}, \text{Cu})_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$	M	62,1-74,9 Ag	6,2-6,4	H.
	Cerargirit	AgCl	C	75,3 Ag *	5,3-5,6	Altzo.
	Stefanit	$5 \text{ Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$	R	68,5 Ag	6,2-6,3	H., altc.
	Preustit	$3 \text{ Ag}_2\text{S} \cdot \text{As}_2\text{S}_3$	Trig.	65,4 Ag *	5,5-5,7	H.
	Hessit	Ag_2Te	$\begin{cases} T < 14^\circ \text{C} \beta\text{-M} \\ T > 149^\circ \text{C} \alpha\text{-C} \end{cases}$	61-63 Ag *	8,2-8,5	Pirom., h.
	Pirargirit	$3 \text{ Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$	Trig.	53,9-60 Ag *	5,7-5,9	H.
	Miargirit	$\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$	M	36,9 Ag *	5,1-5,3	H.

Arsen (As)	Arsen nativ	As	Trig.	100 As *	5,4-5,9	Pirom., h.
	Löllingit	FeAs_2	R	72,8 As *	7,1-7,4	Pirom., h.
	Realgar	As_4S_4	M	70,1 As *	3,5-3,6	Exh., h., sedbiochim.
	Auripigment	As_2S_3	M	61 As *	3,4-3,5	Exh., h.
	Allemontit	(As, Sb)	Trig.	35-62 As	5,8-6,2	H.
	Mispichel	FeAsS	M	46 As *	5,9-6,2	Pirom., h., sedchim., metzat.
	(arsenopirită)					
	Scorodit	$\text{Fe}^{3+}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	R	37,7 As *	3,3	Altzo.
	Tenanit	$\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$	C	10-20 As	4,6	Pgm., h., metzat.
	Enargit	Cu_3AsS_4	R	19,1 As *	4,4-4,5	H.
Aur (Au)	Aur nativ	Au	C	65-99 Au + Ag, Cu, Pd, Bi	15,6-19,4	Lic., pirom., h., sedal., metzat.
	Electrum	(Au, Ag)	C	50-85 Au	12-15	H.
	Calaverit	(Au, Ag) Te_2	M	$< 44 \text{ Au}, < 4 \text{ Ag}$	9,3	H.
	Silvanit	AuAgTe_4	M	13,6 Au *	8,1-8,2	H.
	Petzit	(Ag, Au) $_2\text{Te}$	C	18,2-25,6 Au	8,7-9,1	H.
Bariu (Ba)	Săcărimbit (Nagyagit) Maldonit	$\text{AuTe}_2 \cdot 6\text{Pb}(\text{S}, \text{Te})$ Au_2Bi	M C	7,2-9,5 Au 65,3 Au *	6,8-7,5 15,7	H.
	Baritină	$\text{Ba}[\text{SO}_4]$	R	65,8 BaO *	4,3-4,6	H., sed-chim., sedal., metzat.
	Witherit	BaCO_3	R	77,7 BaO *	4,3-4,4	H., sed-chim.
Beriliu (Be)	Beril (smaragd, aquamarin, morganit, vorbierit, heliodor)	$\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$	H	12,6-14 BeO	2,6-2,8	Pgm., pirom., h., sedal.

1	2	3	4	5	6	7
	Crisoberil (cimofan, alexandril) Helvin	BeAl_2O_4 (Mn, Fe, Zn) $_8$ [S $_2$ (BeSiO $_4$) $_6$]	R C	19,8 BeO * 13,6 BeO *	3,5-3,8 3,1-3,7	Pgm., pi- rom., sedal. Pgm., pi- rom., h.
Bismut (Bi)	Bismut nativ Bismutină Galenobis- mutină Lillianit Bismutit Bismit	Bi Bi $_2$ S $_3$ PbSi · B $_2$ S $_3$ 3 PbS · Bi $_2$ S $_3$ Bi $_2$ [O $_2$ CO $_3$] α - Bi $_2$ O $_3$	Trig. R R R Tetr M	100 Bi * 76,9-77 Bi * 55,47 Bi * 33,93 Bi * 81,96 Bi * 89,70 Bi *	9,7-9,8 6,4-7,3 7,0-7,1 7,0-7,2 7,3-7,6 8,6-8,7	Pgm., pi- rom., h. Pirom., exh., h. Pirom., h. H. Pirom., h. Altzo.
Bor (B)	Boracit Sassolit Priceit (pandermit) Kernit Ulexit Szaibelyit (ascharit) Borax Colemanit Ludwigit	Mg $_3$ [Cl B $_7$ O $_{13}$] B(OH) $_3$ Ca $_2$ B $_2$ O $_7$ OH · 3H $_2$ O Na $_2$ B $_4$ O $_7$ · 4H $_2$ O NaCaB $_3$ O $_9$ · 8H $_2$ O MgHBO $_3$ Na $_2$ B $_4$ O $_7$ · 10H $_2$ O Ca[B $_2$ (^{40}B) $_4$ (OH) $_8$] · H $_2$ O (Mg, Fe $^{2+}$) $_2$ Fe $^{3+}$ [O $_2$ BO $_3$] $_2$	α R β C T T M T R M M R	62,5 B $_2$ O $_3$ * 56,4 B $_2$ O $_3$ * 49,8 B $_2$ O $_3$ * 50,95 B $_2$ O $_3$ * 42-43 B $_2$ O $_3$ * 41,3-41,4 B $_2$ O $_3$ * 36,6 B $_2$ O $_3$ * 50,9 B $_2$ O $_3$ * 13,5-21,9 B $_2$ O $_3$	2,95 1,45 2,4 1,95 1,9-2,0 2,65 1,69-1,72 2,4-2,5 4,2	Sedchim., metfic. Exh. Sedchim. Sedchim., metfic. Sedchim. Pirom., rez. Sedchim. Sedchim., Pirom. Lm., h., alt- zo., altc. Pirom., h., sedchim., metzat.
Cadmium (Cd)	Greenockit Blendă	CdS (Zn, Fe, Mn, Cd) S	H C	77,7 Cd * 0,05-3,2 Cd	4,8-5,0 3,9-4,2	

Caleiu (Ca)	Calcit	CaCO $_3$	Trig.	56 CaO *	2,71-2,72	Lm., pirom. h., altzo. sedchim., sedbiochim., metzat. H., altzo., sedchim. Pirom., h., sedchim. H., sedchim
	Gips (selenit) Anhidrit	Ca[SO $_4$] · 2H $_2$ O Ca[SO $_4$]	M R R	32,5 CaO * 41,2 CaO * 56 CaO *	2,31-2,33 2,89-2,98 2,9-3,0	
Carbon (C)	Grafit Diamant	α - C β - C	H C	<100 C 100 C *	2,09-2,23 3,5-3,6	Lm., pgm., metfic. Pm., pgm., sedal.
Ceriu (Ce) și alte pă- minturi rare (TR)	Monazit Cerit Cerianit Loparit Eschinit Koppit Allanit (ortit)	(Ce, La, Y, Th) [PO $_4$] (Ca, Fe) Ce $_3$ H[(OH) $_2$ SiO $_4$ Si $_2$ O $_7$] (Ce, Th) O $_2$ (Na, Ce, Ca) $_2$ (Nb, Ti) $_2$ O $_6$ (Ce, Ca, Th...) (Nb, Ti) $_2$ O $_6$ (Na, Ca, Ce, Fe $^{3+}$) $_2$ (Nb, Ta, Ti) $_2$ O $_6$ (OH, F, O) [(Ca, Ce, La, Th) $_2$ (F, Fe $^{3+}$, Mg, Fe $^{2+}$) [Al $_2$ (O, OH) SiO $_4$ Si $_2$ O $_7$]	M M C C R C M	50-68 (Ce, La) $_2$ O $_3$ <5 Y $_2$ O $_3$ 64,5 Ce $_2$ O $_3$ * 50-85 Ce $_2$ O $_3$ 39-40 TR $_2$ O $_3$ <34 Ce $_2$ O $_3$ 15,5-19,5 Ce $_2$ O $_3$ 2,1-13,4 Ce $_2$ O $_3$ <13 TR $_2$ O $_3$ < 6 Ce $_2$ O $_3$	4,9-5,5 4,8-4,9 6-7 4,7-4,9 4,9-5,2 4-4,4 3,4-4,2	Lm., pgm., h., sedal., metzat. Pgm. Pgm. Lm., pgm. Lgm. Lm., pgm. Lm., pgm., metzat., metfic.
Cesiu (Cs)	Pollucit (pollux) Lepidolit	(Cs, Na) [AlSi $_2$ O $_6$] · H $_2$ O (K, Cs) Li $_2$ Al[(F, OH) $_2$ Si $_4$ O $_{10}$]	C M	30-33 Cs $_2$ O 0,05-3 Cs $_2$ O	2,8-2,9 2,8-2,9	Lm., pgm., h. Lm., pgm., h.
Cobalt (Co)	Linneit Cobaltină Carrollit Caltierit	Co $_3$ S $_4$ CoAsS (Co, Ni, Cu) $_3$ S $_4$ CoS $_2$	C C C C	40,7-48,7 Co 35,4 Co * 35,1-36,1 Co 47,9 Co *	4,8-5,8 6-6,4 4,83 5-5,1	H., altc. Pirom., h. H. H.

1	2	3	4	5	6	7
	Glaucodot Safflorit Siegenit Smaltină Skutterudit Asbolan Cobaltopirită Erilrină	(Co, Fe)AsS CoAs ₂ (Co, Ni) ₃ S ₄ (Co, Ni)As _{3-x} x = 0,5-1 (Co, Ni)As _{3-x} x = 0-0,5 (Mn, Co)O ₂ · nH ₂ O (Fe, Co)S ₂ Co ₃ [AsO ₄] ₂ · 8H ₂ O	R R C C C Gel amorf C M	23,8 Co * 28,2 Co * 20,3-20,8 Co 13,8-24,1 Co <21 Co 0,1-8,33 Co u-14 Co 29,5 Co *	5,9-6 6,8-7,3 4,8 6,8 6,4-6,9 2,8-4,4 5-5,1 3-3,1	Pirom., h. H. H. H. H. Altzo. H. Altzo.
Crom (Cr)	Cromit Magneziocromit (magnocromit) Alumocromit Crompicotit	FeCr ₂ O ₄ MgCr ₂ O ₄ Fe(Cr, Al) ₂ O ₄ (Fe ³⁺ , Mg) (Cr, Al, Fe ³⁺)O ₄	C C C C	68 Cr ₂ O ₃ * 18-65,5 Cr ₂ O ₃	4,5-4,8 4,2 4-4,5 4,4-4,8	Pm., histm., lic. Idem Idem Idem
Cupru (Cu)	Calcopirită Cupru nativ Cuprit Tenorit (melaconit) Calcozină (chalcocit) Covelină	CuFeS ₂ Cu Cu ₂ O CuO Cu ₂ S CuS	Tetrag. C C M H H	34,7 Cu * 100 Cu * Mai conține: Ag, Bi, Mg, Au, Fe 88,8 * Cu 79,9 * Cu 78,1-79,9 Cu 66,4 Cu *	4,1-4,3 8,94 5,7-6,2 6,0 5,5-5,8 4,68	Lic., pirom., h., sedchim., metzat. Pirom., h., altzo. Pirom., h., altzo. Exh., altzo. Pirom., h., altc. Pirom., h., altc.

Bornit	Cu ₂ S · (Fe, Cu) S	55-69 Cu	4,9-5,4 4,4 4,4 5-5,4 3,9-4,0 3,7-3,8 3,7-3,8 3,9-4,0 3,2-3,4 2-2,2	Pirom., h., altc. H. H. H. Altzo. Altzo. Altzo. Altzo. Altzo., sedal. Altzo.
Enargit	Cu ₃ AsS ₄	48,3 Cu *	4,4	Pirom., h., exh., altzo., sedchim., sed biochim metzat.
Tennantit	Cu ₁₂ As ₄ S ₁₃	30-53 Cu	4,4	Pm., histm., pirom., h., sedal., metzat.
Tetraedit	Cu ₁₂ Sb ₄ S ₁₃	23-45 Cu	5-5,4	H., altzo., sedchim.
Malachit	Cu ₂ [(OH) ₂ CO ₃]	57,5 Cu *	3,9-4,0	H., altzo., rez., sedchim.
Azurit	Cu ₃ [OH CO ₃] ₂	55,3 Cu *	3,7-3,8	Altzo., rez., sedchim.
Atacamit	Cu ₂ (OH) ₃ Cl	59 Cu *	3,7-3,8	Pirom., h., metzat.
Brochantit	Cu ₄ [OH) ₆ SO ₄]	56,2 Cu *	3,9-4,0	Pm., histm., pirom., h., metzat.
Diopiaz	Cu ₆ [Si ₆ O ₁₈] · 6H ₂ O	40,4 Cu *	3,2-3,4	Pgm.
Crisocol	CuSiO ₃ · aq	~36 Cu	2-2,2	Sedchim.
Hematit (oligist, specularit)	Fe ₂ O ₃	70 Fe *	5,2-5,3	Pirom., h., exh., altzo., sedchim., sed biochim metzat.
Magnetit	Fe ₃ O ₄	72,4 Fe *	5,1-5,2	Pm., histm., pirom., h., sedal., metzat.
Goethit	α - FeO OH	62,9 Fe *	5-5,5	H., altzo., sedchim.
Lepidocrocit	γ - Fe O OH	62,9 Fe *	4	H., altzo., rez., sedchim.
Limonit	Fe O OH · aq		2,7-4,3	Altzo., rez., sedchim., sedbiochim.
Sidcrit	Fe CO ₃	48,3 Fe *	3,7-3,9	Pirom., h., sedchim.
Ilmenit	Fe TiO ₃	36,8 Fe *	4,72	metzat.
Chamosit	{(Fe ²⁺ , Fe ³⁺) ₃ [(OH) ₂ AlSi ₃ O ₁₀]} (Fe, Mg) ₃ (O, OH) ₆	26,6-37,0 Fe	3,03-3,4	Pm., histm., pgm.

Tabelul IV.8 (continuare)

1	2	3	4	5	6	7
Fier (Fe)	Thuringit	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al} \end{array} \right\}_3 [(\text{OH})_2]$ $\left\{ \begin{array}{l} \text{Al}_{1-2} \text{Si}_{2-8} \text{O}_{10} \end{array} \right\} \cdot$ $\left\{ \begin{array}{l} \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+} \end{array} \right\}_3 (\text{O}, \text{OH})_6$ Ca (Fe, Mg) $[\text{CO}_3]_2$	M	20,4–50,0 Fe	3,13–3,19	Sedchim., metzat.
	Ankerit		R	13,9–18,9 Fe	2,9–3,1	Pirom., h., sedchim., metzat.
	Glauconit	$\left\{ \begin{array}{l} (\text{K}, \text{Ca}, \text{Na}) <_1 (\text{Al}_4 \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg})_2 \\ [(\text{OH})_2] \text{Al}_{0-35} \text{Si}_{3-65} \text{O}_{10} \end{array} \right\}$	M	4,9–26,1 Fe	2,2–2,8	Sedchim.
Fluor (F)	Fluorină	CaF_2	C	48,85 F*	3,18	Pgm., h., sedchim., sedbiochim.
Fosfor (P)	Apatit	$\text{Ca}_5[(\text{F}, \text{Cl}) (\text{PO}_4)_3]$	H	41,0–42,5 P_2O_5	3,18–3,21	Histm., pgm., h., altzo., se- dal., sed- chim.
	Fosforit (podolit)	$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaCO}_3$	Amorf	<42 P_2O_5	3–3,1	Sedchim., sedbiochim.
Galiu (Ga)	Gallit ca exsoluții în: – blendă – germanit – pirită – calcopiri- tă	CuGaS_2 (v. zinc) (v. germaniu) (v. sulf) (v. cupru)	C	<35,3 Ga	4,4–4,6	H.
Germaniu (Ge)	Germanit Argirodit Canfieldit Renierit	$\text{Cu}_3(\text{Fe}, \text{Ge})\text{S}_4$ 4 $\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{GeS}_2$ 4 $\text{Ag}_2\text{S} \cdot (\text{Sn}, \text{Ge})\text{S}_2$ (Cu, Fe) $_3(\text{Fe}, \text{Ge})\text{S}_4$	C C C C	6–10 Ge 3,6–6,5 Ge 1,8 Ge 1–7,7 Ge	4,4–4,6 6,2 6,28 4,3–4,5	H. H. H. H.

Tabelul IV.9 (continuare)

Indiu (In)	Substituent izomorf al Zn în blendă	(v. zinc)	0,001–n. 0,1 In	H.
Litiu (Li)	Spodumen Ambligonit Lepidolith	$\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ $\text{LiAl}[(\text{F}, \text{OH}) \text{PO}_4]$ $\text{KLi}_2\text{Al}[(\text{F}, \text{OH})_2 \text{Si}_4\text{O}_{10}]$	3,73 Li 4,7 Li 3,5–3,6 Li	Pgm., h. Pgm., h. Pgm., h., metfic.
Magneziu (Mg)	Zinnwaldit	$\text{K}(\text{Li}, \text{Fe}^{2+}\text{Al})_3 [(\text{F}, \text{OH})_2 \text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$	1,5–1,6 Li	Pgm., h.
	Magnezit	MgCO_3	28,7–28,8 Mg*	H., altzo., sedchim.
	Brucit	$\text{Mg}(\text{OH})_2$	41,6 Mg*	Pirom., h.
	Forsterit	$\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$	34,4 Mg*	Im., pirom., metfic.
	Kiebcrit	$\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$	17,5 Mg*	Sedchim.
	Dolomit	$\text{CaMg} \cdot (\text{CO}_3)_2$	13,1 Mg*	H., sed- chim., sed- biochim., metzat
	Ankerit	(v. fier)		
	Bischofit	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	11,96 Mg*	Sedchim.
	Epsomit (sare amară)	$\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	9,83 Mg*	Altzo., sed- chim.
	Carnalit	$\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	8,74 Mg*	Sedchim.
Mangan (Mn)	Hausmanit	Mn_3O_4	72,0 Mn*	Pirom., h., altzo., met- zatat.
	Kriptomelan (romanechit)	$\text{K}_{\leq 2} \text{Mn}_8\text{O}_{16}$ $\beta - \text{MnO}_2$	4,7–4,9	Altzo.
	Pirroluzit (polianit)	$(\text{Ba}, \text{H}_2\text{O})_2 \text{Mn}_5\text{O}_{10}$ ($\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) $\text{Mn}^{2+} \text{Mn}_6^{4+} [\text{O}_8 \text{SiO}_4]$ sau ($3\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{MnSiO}_3$)	69,2 Mn* 63,2 Mn* 62,46 Mn* 63,6 Mn*	4,3 4,7–5,0 4,4–4,7 4,7–4,95

Tabelul IV.8 (continuare)

1	2	3	4	5	6	7
Mangan (Mn)	Manganit	γ - MnOOH	R	62,46 Mn *	4,2-4,4	H., sed- chim., sed- biochim. h., Pirom., h., sedchim., metzat. H., metzat. i.m., met- zat. Metfic.
	Rodocrozit	MnCO ₃	Trig.	47,8 Mn *	3,4-3,6	Pgm., pi- rom., h. Altzo.
	Rodonit Bixbyit (sitaparit) Jacobsit	Mn ₂ [SiO ₃] (Mn, Fe) ₂ O ₃ MnFe ₂ O ₄	T C C	41,9 Mn * 34,6 Mn * 23,8 Mn *	3,4-3,7 4,9-5,0 4,75	H., metzat. i.m., met- zat. Metfic.
	Molibdenit	MoS ₂	H.	60,0 Mo *	4,6-4,9	Pgm., pi- rom., h. Altzo.
Molibden (Mo)	Powellit Wulfenit	CaMoO ₄ PbMoO ₄	Tetrg. Tetrg.	48,0 Mo * 26,0 Mo *	4,2-4,5 6,7-7,0	H., altzo., altc.
	Mercur na- tiv Cinabru Metacina- barit Coloradoit Calomel	Hg HgS HgS HgTe α - Hg ₂ Cl ₂	Trig. Trig. C C Tetrg.	100 Hg * 86,2 Hg * 86,2 Hg * 61,12 Hg * 84,96 Hg *	13,6 8-8,2 7,7-7,8 8-8,1 6,4-6,5	H. H. H. H. Altzo., altc.
	Pentlandit Nichelină Gersdorffit Garnierit (naumeait) Rammels- bergit Cleanlit Millerit	(Fe, Ni) ₉ S ₈ NiAs NiAsS (Mg, Ni) ₆ [(OH) ₈ Si ₄ O ₁₀] NiAs ₂ (Ni, Co) As ₃₋₂ x = 0-0,5 β -NiS	C H C Gel amorf R C Trig.	10-40 Ni 40,6-43,9 Ni 23,5-35,4 Ni 4-30 Ni 28,1 Ni * 11,3-28,1 Ni 64,7 Ni *	4,6-5 7,3-7,8 5,6-6,2 2,3-2,8 7,1 5,7-6,8 5,2-5,3	Lic. H. H. Altzo., rez. H. H. H., exh., altc.
	Bravoit Ullmannit	(Fe, Ni, Co)S ₂ NiSbS	C C	5-23,3 Ni 27,6 Ni *	5,6-6,2 6,5-6,7	H. H.

Niobiu (Nb)	Columbit Koppit Fergusonit Loparit Piroclor Stibiocolum- bit	(Fe, Mn) (Nb, Ta) ₂ O ₆ (Ca, Ce) ₂ (Nb, Fe) ₂ O ₆ (O, OH, F) Y(Nb, Ta)O ₄ (V. ceriu) (Na, Ca) ₂ (Nb, Ta, Ti) ₂ O ₆ (OH, F, O) Sb(Nb, Ta)O ₄	R C Tetrg. C R	34,6-82,7 Nb ₂ O ₅ <56,43 Nb ₂ O ₅ 37,7-40,3 Nb ₂ O ₅ <12,6 Nb ₂ O ₅ <63,0 Nb ₂ O ₅	5,3 5-5,2 4,7-6,2 4,3-6,3	Pgm. Pgm. Pgm., sedal. Pgm.
Platină (Pt) și metale din grupul platinei (Os, Ir, Ru, Rh, Pd)	Platină na- tivă Polixen Osmiū nativ Osmiridiu (newjanskite) Platino- paladiu Rutheniu nativ Sperrylit Cooperit Stibiopal- landinit Braggit Froodit Machenerit Gévërsit Vysotskit Moncheit Kotulskit Laurit Stannopalla- dinit Nigglit Hollingwor- hit	Pt (Pt, Fe, Ir, Os) Os (Ir, Os) (Pt, Pd) Ru PtAs ₂ (Pt, Pd) S Pd ₃ Sb (Pt, Pd, Ni) S α-PdBi ₂ β-PdBi ₂ PtSb ₂ (Pd, Ni) S (Pt, Pd) (Te, Bi) ₂ Pd(Te, Bi) _{2-x} x = 0,5-1 RuS ₂ Pd ₃ Sn ₂ Pt (Sn, Te) (Rd, Pd) (As.S)	C C H. H. C C C Tetrg. C (?) Tetrg. M Tetrg. H. H. C H. H. C	21,4-37,3 Nb ₂ O ₅ 100 Pt * +Os, Ir, Fe, Ru, Pd 80-88 Pt <7 Ir 100 Os * 46,8-77,2 Ir 21-49,3 Os 0,5-7,7 Rh 40 Pd 100 Ru * 52-56,5 Pt 80-82 Pt 70 Pd 58,2-60,15 Pt 20,8-58,1 Pd 20,8-58,1 Pd 61,1-67,0 Ru 34,8 Pt	14-21,5 15-19 19,5-22,7 17-21 12,2-18,0 10,5-10,7 9,5 9,5 ~10 ~11,5 ~10 Sedal. Lic- Lic.	Pm., histm., sedal. Pgm., histm. Pm., histm., sedal. metzat. Pm., histm., sedal. Lic., pgm., pirom., h., sedal. Lic. Lic. Lic. Lic. Sedal. Lic- Lic.

Tabelul IV.8 (continuare)

1	2	3	4	5	6	7
Plumb (Pb)	Galenă	PbS	C	86,6 Pb *	7,4-7,6	Pirom., h., sedchim. metzat. Altzo. H., altzo. H., altzo. H. H.
	Ceruzit Piromorfit Anglezit Bournonit Altaït	PbCo ₃ Pb ₂ [Cl](PO ₄) ₃ Pb[SO ₄] 2PbS · Cu ₂ S · Sb ₂ S ₃ PbTe	R H. R. R. C	77,5 Pb * 76,3 Pb * 68,3 Pb * 42,5 Pb * 62,3 Pb *	6,4-6,6 6,5-7,1 6,1-6,4 5,7-5,9 8,16-8,2	
Potasiu (K)	Silvină	KCl	C	52,5 K *	1,9-2	Exh., sed- chim.
	Leonit Langbeinit Kainit Carnalit Polihalit	K ₂ Mg[SO ₄] · 4H ₂ O K ₂ Mg ₂ [SO ₄] ₃ KMg[Cl] SO ₄ · 3H ₂ O (v. magneziu) K ₂ Ca ₂ Mg[SO ₄] ₄ · 2H ₂ O	M C M T	24 K * 22,7 K * 18,9 K * 14,1 K * 12,96 K *	2,25 2,8 2-2,2 2,7-2,8	Sedchim. Metfic. Sedchim.
Reniu (Re)	Molibdenit	(v. molibden)		0,02-0,15 Re		Sedchim.
Rubidiu (Rb)	Pollucit Carnalit Lepidolit	(v. cesiu) (v. magneziu) (v. litiu)		0,91-3,42 Rb 0,01-0,04 Rb 1,2-3,5 Rb		
Seleniu (Se)	Berzelianit Naumannit Tiemannit Selenolit Onofrit	Cu ₂ Se Ag ₂ Se HgSe SeO ₂ Hg(S, Se)	C $\begin{matrix} > T > 133^{\circ}C \\ < T < 133^{\circ}C \end{matrix}$ C Tetrg.	38,4 Se * 26,81 Se * 24-29 Se 71,16 Se * 4,5-8,4 Se	6,71 7,0 8,19 — —	H. H. H. H., altzo. H.
Sodiu (Na)	Sare gemă (halit) Thenardit	NaCl α -Na ₂ [SO ₄]	C R	39,3 Na * 32,4 Na *	2,1-2,2 2,67-2,69	Exh., sed- chim., metfic. Exh., sed- chim.

Sodă (natron) Tronă Glauberit Mirabilit	NaCO ₃ · 10H ₂ O Na ₃ H[CO ₃] · 2H ₂ O CaNa ₂ [SO ₄] ₂ Na ₂ [SO ₄] · 10H ₂ O	M M M M	30,7 Na * 30,6 Na * 16,53 Na * 14,27 Na *	1,42-1,47 2,11-2,14 2,7-2,85 1,49	Sedchim. Sedchim. Sedchim. Sedchim.	
Staniu (Sn)	Casiterit Stațină Herzenbergit Teallit Cilindrit Franekeit	SnO ₂ Cu ₂ S · FeS · SnS ₂ SnS PbSnS ₂ 6 PbS · 6SnS ₂ · Sb ₂ S ₃ 5 PbS · 3SnS ₂ · Sb ₂ S ₃	Tetrg. Tetrg. R R ? M	78,8 Sn * 27,5 Sn * 78,73 Sn * 30,5 Sn * 26 Sn * 15,54 Sn *	6,8-7,1 4,3-4,5 ? 6,3-6,4 5,4 5,9	Lm., pgm., pirom., h., sedal. H. H. H. H. H.
Stibiu (Sb)	Stibină Bertierit Tetraedrit Boulangerit Bournonit Cervantit Valentin Senarmontit Stibiconit	Sb ₂ S ₃ FeS · Sb ₂ S ₃ (v. cupru) 5PbS · 2Sb ₂ S ₃ (v. plumb) Sb ₂ O ₄ (Sb ₂ O ₃ · Sb ₂ O ₅) Sb ₂ O ₃ Sb ₂ O ₃ SbSb ₂ O ₆ (OH)	R R M R R C C	71,7 Sb * 56,6 Sb * 10,8-29,3 Sb 25,7 Sb * 18,4-24,9 Sb 78,8 Sb * 83,3 Sb * 83,3 Sb * 76,8 Sb *	4,5-4,7 4,6-4,7 5,8-6,2 6,64 5,6-5,8 5,2-5,3 4,1-5,8	Exh., h. H. H. Altzo. Altzo. Altzo. Altzo.
Stronțiu (Sr)	Stronțianit Celestină	SrCO ₃ Sr[SO ₄]	R R	59,9 Sr * 47,7 Sr *	3,97 3,9-4	H., altzo. H., sed- chim., sed- biochim.
Sulf (S)	Sulf nativ Pirită Gips	S FeS ₂ (v. calciu)	$\begin{matrix} < \alpha T < 95^{\circ} - R \\ > \beta T > 95^{\circ} - M \\ & C \end{matrix}$ M	100 S * 53,4 S * 23,2 S *	1,9-2,1 4,9-5,2 	Exh., altzo., sedbiochim. Lic., pirom., h., sedchim., sedbiochim., metzat.

1	2	3	4	5	6	7
Thaliu (Tl)	Vrbait Lorandit	$TlAs_2 \cdot SbS_5$ $Tl_2S \cdot As_2S_3$	R M	25,5-32 Tl 59,5 Tl *	5,3 5,53	H. H.
Tantal (Ta)	Tantalit Piroclor Loparit	$(Fe, Mn)Ta_2O_6$ (v. niobiu) (v. cesiu)	Tetrg.	70,5 Ta * 0-63 Ta <8-10 Ta	5,3	Lm., pgm.
Telur (Te)	Altait Silvanit Calaverit Hessit Petzit Săcărlimbit (Nagyagit)	(v. plumb) (v. aur) (v. aur) (v. argint) (v. aur) (v. aur)		37,7 Te * 62,6 Te * 56,4 Te * 37,1 Te * 24,4 Te *		
Thoriu (Th)	Thorianit	$(Th, U)O_2$	C	17-30 Te <87,9	9,2-9,7	Lm., pgm., pirom., sedal.
	Thorit	$Th[SiO_4]$	Tetrg.	71,7 Th *	5,4-6,7	Pgm., pi- rom., sedal.
	Monazit	(v. ceriu)		2-24,8 Th		
Titanlu (Ti)	Rutil	TiO_2	Tetrg.	61,15 Ti *	4,2-4,3	Pgm., altzo., sedal.
	Ilmenit	$FeTiO_3$	rig.	28,91 Ti *	4,5-5,0	Pm., histm., pgm., sedal.
	Titanit (sfen)	$CaTi[O SiO_4]$	M	24,95 Ti *	3,4-3,58	Histm., pgm., se- pirom., dal.
	Perowskit	$CaTiO_3$	M	23,78 Ti *	4	Histm., pirom., h.
Uranlu (U)	Uraninit	$(U, Th)O_2$	C	46,5-82,2 U	10,3-10,6	Pgm., h., pirom., h., altzo., se- dal., metzat.

Pechblendă uraniferă	var. colomera de uraninit $[UO_2]_2 SiO_4 \cdot 2H_2O$ $K_2[UO_2 VO_4]_2 \cdot 3H_2O$	R R	idem 70,7-71,6 U 52,4-54,1 U	4,63 4,46	Idem - Altzo. Altzo., sed- chim.
Tuyamunit	$Ca[UO_2 VO_4]_2 \cdot 5-8,5 H_2O$	R	47,4-48,3 U	3,7-4,3	Altzo., sed- chim., sed- biochim.
Coffinit	$U[(Si, H_4)O_4]$	Tetrg.	40,5-60 U		H., sedchim.
Torbernit	$Cu[UO_2 PO_4]_2 \cdot (8-12) H_2O$	Tetrg.	47,4-50,8 U	3,4-3,6	Pgm., altzo.
Zeunerit	$Cu[UO_2 PO_4]_2 \cdot (8-10) H_2O$	Tetrg.	46,6 U *	3,79	H.
Brannerit	$(U, Ca, Th, Y) [(Ti, Fe)_2O_6]$	T (?)	27,9-43,6 U 0,26-4,4 Th	6,35	Pgm., sedal.
Betafit	$\{(Ca, Ce, Y, U, Pb) (Nb, Ti, Ta)_2$ $\{(O, OH)_7$	C	18,5 U 0,03-4,15 Th	3,7-5	Pgm.
Davidit	$\{(Fe^{2+}, U, Ca, Na, Zr, Th)$ $\{(Ti, Fe^{3+}, U, V, Cr) (O, OH)_7$	Trig.	17 U 0,12 Th	4,5	Lm., pgm., sedal., metzat.
Samarskit	$(Y, Er, U, Th) [(Nb, Ta)_2O_7]$	R	<12,3 U <14,9 Th	5,6-6,2	Pgm.
Euxenit	$\{(Y, Er, Ce, U, Pb, Ca) \cdot$ $\{[(Nb, Ta, Ti)_2(O, OH)_6]$	R	<7,7 U <1,95 Th	4,6-5,0	Pgm.
Fergusonit	$(Y, Ce, U, Th) (Nb, Ta)O_4$	Tetrg.	<7,2 U <4,4 Th	4,7-6,2	Pgm.
Patronit	VS_4	M	28,4 V *		H.
Descloizit	$Pb(Zn, Cu) [OH VO_4]$	R	12,7 V	5,9-6,2	Altzo., sedchim., H.
Sulvanit	$3Cu_2S \cdot V_2S_5$	C	12,1 V *	4	
Carnotit	(v. uraniu)	H	<11,3 V		
Vanadinit	$Pb_3[Cl (VO_4)_3]$	M	10,9 V	6,66-7,23	Altzo., sedchim.
Roscoelit	$KV_2[(OH)_2 AlSi_3O_{10}]$	M	1,95-3,2 V	2,97	Pgm., h.
Wolframit	$(Mn, Fe) [WO_4]$	M	60,5 W *	6,7-7,5	Pgm., pirom., h.
Ferberit	$Fe [WO_4]$	M	60,5 W *	7,5	Pgm., pirom., h.

1	2	3	4	5	6	7
Wolfram (W)	Hubnerit	Mn [WO ₄]	M	60,7 W *	7,1	Pgm., h. pirom., h.
	Scheelit	Ca [WO ₄]	Tetrg.	63,8 W *	6-6,1	Pirom., h. metzat.
	Stoltzit	Pb [WO ₄]	Tetrg.	40,4 W *	7,9-8,3	Altzo.
Zinc (Zn)	Blenda (sfalerit)	α-ZnS	C	67 Zn *	3,9-4,2	Lm., pgm., pirom., h., sedchim., metzat.
	Wurtzit	β-ZnS	H	67 Zn *	4	H.
	Zincit	ZnO	H	80,3 Zn *	5,4-5,7	Pirom.
	Wilemit	Zn ₂ [SiO ₄]	Trig.	58,5 Zn	3,9-4,2	Altzo.
	Calamină (hemimorfrit)	Zn ₄ [(OH) ₂ Si ₂ O ₇] · H ₂ O	R	54,2 Zn	3,35-3,5	Altzo.
Zircon (Zr)	Smithsonit	ZnCO ₃	Trig.	52 Zn *	4,3-4,45	H., altzo.
	Franklinit	ZnFe ₂ O ₄	C	15-20 Zn	5,07-5,22	Pirom., metzat.
	Zircon	Zr[SiO ₄]	Tetrg.	67 ZrO ₂ *	4,4-4,7	Lm., pgm., sedal.
	Baddeleyit (brazilit)	ZrO ₂	M	80-90 ZrO ₂	5,7-6,0	Lm., pgm., sedal.
	Eudialit	{(Na, Ca, Fe) ₈ Zr[(OH, Cl)] [Si ₃ O ₉] ₂ }	Trig.	12-14,5 ZrO ₂	2,91-3,01	Lm., pgm.
Ytriu (Y)	Gadolinit	Y ₂ FeBe ₂ [O SiO ₄] ₂	M	38% Y	4-4,7	Pgm.
	Samarskit	(v. uraniu)		6,4-14,5 Y ₂ O ₃		
	Fergusonit	(v. uraniu)		22,5-45,9 Y ₂ O ₃		

1) Mineralele sînt redacte în ordinea importanței lor economice.

2) Lm. — lichid magmatic; pm. — protomagmatic; lic. — de licație; histm. — histeromagmatic; pgm. — pegmatitic; pirom. — pirometasmatic; exh. — de exhalatic (vulcanic); h. — hidrotermal; altzo. — de alterare în zona de oxidație; alte. — de alterare în zona de cimentare; rez. — rezidual; sedal. — sedimentar aluvionar; sedchim. — sedimentar chimic; sedbiochim. — sedimentar biochimic; metzat. — metamorfizat; metfic. — metamorfic.

* Conținut teoretic.

B. ZĂCĂMINTELE DE CĂRBUNI

1. DEFINIRE, COMPOZIȚIE, PROPRIETĂȚI

Cărbunii sînt roci organogene caustobiolitice, compacte și stratificate, formate din materialul vegetal acumulat în condiții speciale și supus, în decursul timpului geologic, unui complex proces de transformări fizico-chimice, în lipsa oxigenului, denumit carbonificare.

În constituția lor intră componenți organogeni și minerali. Componenții organogeni formează masa combustibilă, care este constituită din: C (59-96%), H (1-12%), O (2-25%) și N(u-3%), precum și din mici cantități de S și P. Ei provin din țesuturile vegetale ale plantelor care prin metamorfism au generat cărbunii. Componenții minerali formează fracțiunea incombustibilă și sînt reprezentați prin diverse minerale anorganice (cuarț, oxizi, și hidroxizi, silicați, carbonați și sulfati de Al, Fe, Ca, Mg, K și Na), pe lângă care mai apar cantități variabile de apă. Unele zăcăminte prezintă concentrații de Be, Ni, Co, V, U, Ga, Ge, Y și alte elemente, dintre care unele (U, Ge, V) în cantități recuperabile. Toți acești componenți minerali reprezintă substanțe anorganice depuse concomitent cu masa vegetală în fostele turbării sau prin diageneză ulterioară.

Componenții cei mai importanți sînt C și H, sursa potențială a energiei termice de care sînt capabili, iar raportul C/H, care crește de la 8,3 la lemn și 9,8 la turbă la 40 la antracit, exprimă gradul de carbonificare. Potențialul energetic este exprimat prin *puterea calorică* și ea variază între 3 000-6 000 kJ/kg la turbă (8 000-17 500 kJ/kg la turba uscată), 4 000-11 000 kJ/kg la lignit, 11 000-25 000 kJ/kg la cărbuni brunii, 25 000-34 000 kJ/kg la huile și 32 000-36 000 kJ/kg la antracit.

Fracțiunea incombustibilă formează cenușa cărbunilor. Conținutul de cenușă (A), pe lângă faptul că scade proporțional puterea calorică, generează în procesul combustiei o serie de dificultăți tehnologice și ecologice. Principalele efecte negative tehnologice sînt: scăderea vitezei de aprindere, obturarea grătarelor în cazul cenușilor ușor fuzibile și arderea incompletă cu diminuarea corespunzătoare a randamentelor, coroziunea țevilor schimbătorilor de căldură, scăderea randamentelor cazanelor și costuri mai ridicate cu circa 80% decît la instalațiile ce funcționează cu combustibil lichizi. Efectele ecologice negative constau în poluarea atmosferei și necesitatea unor suprafețe foarte mari de haldare. S, N și P, care produc oxizi în timpul arderii, poluează atmosfera.

Calitatea unui cărbune, inclusiv puterea lui calorică (Q), depinde de conținutul său în carbon (C), elemente volatile (V), — H, O, N, cenușă (A), umiditatea totală (W_t) și sulful total (S_t).

Diversele varietăți de cărbuni se deosebesc între ele datorită provenienței și compoziției diferite, dependentă mai ales de metamorfism, prin: culoare, luciu, duritate, spărtură, clivaj, greutate specifică (G.s.), putere calorică, conținut în bitumen, reacția cu KOH, caracteristicile de aglutinare — cocsificare și tendința de autoaprindere.

2. PETROGRAFIA CĂRBUNILOR

Structural, cărbunii sînt substanțe coloidale, care abia la antracit manifestă slabe tendințe de cristalizare. Conținutul materiei vegetale: celuloza și lignina (60—70%), albuminele (pînă la 15%), substanțele grase (cutinit, suberinit), cerurile și rășinile (pînă la 5%) se transformă, în urma unei descompuneri selective și îmbogățiri reziduale în carbon, în principalii componenți petrografici: *xilit*, *metaxilit*, *xilovitrit*, *clarit*, *vitrit*, *durit* și *fuzit*. Acești componenți sînt alcătuiți la rîndul lor din elemente petrografice cu și fără structură.

Elementele petrografice (*maceralele*) sînt fragmente din țesuturile vegetale, mai mult sau mai puțin transformate, relativ omogene în ceea ce privește proprietățile fizico-chimice. După felul cum mai păstrează sau nu structura vegetală a organului sau țesutului din care provin, se clasifică în *elemente petrografice cu structură* și *elemente petrografice fără structură*.

Elementele petrografice *cu structură* provin din țesuturile vegetale mai rezistente la procesul carbonificării, datorită unui conținut ridicat de ceruri, rășini și chitinit, care mai păstrează, integral sau parțial, morfologia și structura acestora. Sînt reprezentate prin: *exinit* (spori, polen, cuticule), *sclerotinit* (scleroți de ciuperci), *suberinit* (celule suberinitice din scoarța unor arbori), *rezinit* (rășini), *fuzinit* (țesuturi fuzitizate), *xilinit* (țesuturi lemnoase conservate) și *alge*, prezente mai ales în cărbunii sapropelici.

Elementele petrografice *fără structură* provin din masa principală lemnoasă bogată în lignină și celuloză, care cu timpul își pierde structura țesutului vegetal și apare în cărbune sub forma unei mase fundamentale (de bază) sau metastaze ce cimentează elementele cu structură. Sînt în număr de două: *micrinit* (masă de bază opacă) și *vitrit* (masă de bază transparentă).

Elementele petrografice se combină între ele în diferite proporții formînd *componenții petrografici sau microlitotipii cărbunilor*. Spre deosebire de macerale, microlitotipii sînt mai neomogeni și diferă între ei, atît prin masa fundamentală, cît și prin elementele structurale ce le conțin. Principalii microlitotipi sînt: vitritul, claritul duritul și fuzitul.

Vitritul este unul dintre cei mai răspîndiți componenți petrografici. În stratele de cărbuni apare sub forma unor intercalații stratiforme și lenticulare de grosimi milimetrice pînă la centimetrice. Are o culoare neagră, urma pe plăcuța de porțelan de la brun neagră la neagră cenușie, luciul, funcție de gradul de carbonificare, de la smolos la metalic, G.s. în jur de 1,3; spărtura prismatică, concoidală sau șistuoasă. Este componentul cel mai casant și în procesul exploatații produce mult praf.

Privit la microscop, în lumină reflectată, apare ca un component unitar, alcătuit aproape în întregime din masă de bază vitritică de culoare cenușie pînă la alb gălbuie, cu relief mai scăzut decît ceilalți componenți. În această masă fundamentală pot apare incluse în cantități mici rășini, fuzinit, semifuzinit, sclerotinit și chiar micrinit. Vitritul prezintă numeroase crăpături paralele, orientate perpendicular sau oblic pe stratificație, produse în urma contracției prin uscarea coloizilor humici din care este format. După modul de prezentare la microscop au fost separate mai multe varietăți, determinate de intensitatea diferită a procesului de carbonificare: *xilit* (varietate întilnită în lignit care conservă foarte bine structura lemnoasă), *metaxilit* (un xilit cu structură lemnoasă mai prost conservată și estompată), *xilovitrit* (varietate intermediară între xilit și vitritul propriu-zis), *telinit* (vitrit structural, caracteristic unui stadiu de carbonificare mai puțin avansat, întilnit la cărbunii brun și brun huloși, în care se

observă urme de structură celulară, vase lemnoase, raze medulare, inele de creștere și rășini) și *collinit* (vitrit nestructural constituit exclusiv din masa fundamentală vitritică).

Vitritul are un conținut de carbon (80—98%) mai ridicat decît claritul și duritul, dar mai scăzut decît unele varietăți de fuzit, un conținut în cenușă scăzut (sub 2%) și un conținut scăzut în elemente volatile, datorită lipsei corpurilor bituminoase. Excepție face vitritul provenit din conifere bogate în rășini, care poate conține pînă la 45% volatile (mai mult decît duritul).

Din punct de vedere tehnologic vitritul este componentul petrografic cel mai important, întrucît prezintă proprietăți foarte bune de ardere și cocsificare. Capacitatea sa calorifică este ridicată. Fiind foarte bogat în humine, are o mare capacitate de absorbție pentru oxigen, se oxidează rapid și se autoaprinde.

Întrucît prezintă numeroase fisuri și este foarte casant, vitritul acumulează gaze și produce praf de cărbune, favorizînd astfel producerea exploziilor de grizu. Din acest motiv, cărbunii bogăți în vitrit prezintă pericol în procesul exploatații și impun respectarea cu strictețe a normelor de tehnica securității.

Claritul apare macroscopic sub forma unor benzi și lentile dispuse paralel cu stratificația, mai puțin lucioase ca cele de vitrit.

Este un component semilucios de culoare neagră, avînd spărtură concoidală și G.s. 1,25—1,35.

Microscopic apare ca un component mai eterogen decît vitritul, constituit dintr-o masă de bază vitritică predominantă, în care apare incluse corpuri bituminoase (*exinit*, *rezinit*) și mai rar fuzinit, semifuzinit, micrinit și sclerotinit. După natura elementelor macerale se deosebesc diferite varietăți de clarit: cu cuticule, cu spori, cu polen, mixt etc. Prezența lui este remarcată numai în cărbunii inferiori și medii, pînă la un stadiu limită de carbonificare cuprins între huila grasă și huila slabă.

Cantitativ conține mai puțin carbon decît vitritul și mai multă cenușă (3—15%) și elemente volatile.

Ca și vitritul, este un component util care influențează pozitiv randamentul termic în procesul arderii, cocsificarea și chimizarea cărbunilor.

Durit este cel mai dur dintre toți componenții petrografici și este întilnit în unii cărbuni humici (cărbunii brun și cărbuni brun huloși), precum și în cei sapropelici. Apare sub formă de benzi, mai bine dezvoltate decît cele de vitrit și clarit, sau sub formă de lentile ce alternează cu ceilalți componenți. Are o culoare cenușie-neagră pînă la negru intens, este mat, prezintă spărtură neregulată, angulară sau concoidală și are G.s. 1,35.

Examinat la microscop, apare ca cel mai eterogen component, format dintr-o masă fundamentală micrinito-fuzinitică, în care sînt înglobate numeroase elemente macerale (spori, cuticule, rășini, celule suberinitice, polen, scleroți, alge). În suprafețele lustruite prezintă relief ridicat și apare foarte compact, lipsit de fisuri. Ca varietăți, se deosebesc durit cu spori, cu cuticule, cu alge, cu rășini, în cazul varietăților bogate în elemente bituminoase și durit bogat în masă fundamentală (durit inert). Se cunosc și varietăți de trecere durito-clarit sau clarito-durit.

Din punct de vedere chimic este componentul petrografic cu conținutul cel mai scăzut în carbon și cel mai ridicat în hidrogen. Conține 6—45% cenușă și o mare cantitate de elemente volatile.

Conținutul ridicat în volatile și hidrogen îi conferă o putere calorifică ridicată și foarte bune proprietăți de chimizare. La distilarea uscată produce gaze și gudroane, iar prin hidrogenare — hidrocarburi. Conținutul ridicat în cenușă îi imprimă caractere

negative la cocsificare, dând un cocs pulverulent, de calitate inferioară. Cărbunii cu durit pot fi utilizați, însă, alături de cei bogați în vitrit, în unele rețete de cocs. Duritul nu prezintă pericol de autoaprindere și nici pentru explozii de grizu.

Fuzitul este un component mai deosebit de ceilalți trei, întâlnit atât în cărbunii humici, cât și în cei sapropelici, indiferent de gradul de carbonificare. Macroscopic se poate distinge ușor datorită asemănării mari cu mangalul (culoare neagră, luciu satinat, friabilitate ridicată). Mai puțin frecvent decât ceilalți componenți, apare în cărbuni, mai ales, sub formă de mici benzi, cuiburi, lentile și fragmente neregulate. Este componentul cel mai greu (G.s. 1,5).

Și la microscop se deosebește ușor datorită structurii celulare caracteristice. Este constituit exclusiv din masă fundamentală fuzinitică sau semifuzinitică, care prezintă în lumină reflectată o culoare alb-gălbui, cu reflexe aurii și relief ridicat. Semifuzinitul este mai cenușiu și reprezintă un stadiu de trecere spre vitrit. Ca varietăți se cunosc fuzit moale (cu interiorul celulelor nemineralizate), fuzit tare (mineralizat în interiorul celulelor), fuzit cu structură stelară și în arc (la care pereții despărțitori ai celulelor sînt spărți și întrepătrunși).

În ceea ce privește analiza elementară, fuzitul prezintă conținutul cel mai ridicat în carbon (fuzitul moale) și cel mai scăzut în hidrogen și celelalte elemente volatile. În schimb are un conținut ridicat în cenușă (până la 12–18% în fuzitul moale și 20–25% în cel tare).

Fuzitul este inert din punct de vedere al autoaprinderii și cocsificării și, de asemenea, prezintă calități negative în ardere și chimizare. De aceea constituie un component nedorit, a cărui îndepărtare se impune prin preparare.

Alcătuirea microlitotipilor din elementele macerale este redată în tabelul IV. 9.

Tabelul IV.9

Participarea diverselor elemente petrografice în constituția componentelor petrografice ai cărbunilor

Componenti petrografici	Vitrit	Clarit	Durit	Fuzit
Elementul petrografic				
Vitrinit	+++	+++	+	—
Micrinit	+	+	+++	—
Fuzinit	+	+	+	+++
Semifuzinit	+	+	+++	+++
Exinit	—	++	++	—
Sclerotinit	+	+	+++	—
Suberinit	—	+	++	—
Rezinit	++	++	++	—
Alge	—	+	++	—

+++ masă fundamentală; ++ incluziuni (elemente subordonate); + element accesoriu; — lipsă.

Participarea diferiților componenți petrografici în alcătuirea diverselor varietăți de cărbune este redată în tabelul IV. 10.

Tabelul IV.10

Constituția petrografică a diferitelor varietăți de cărbuni

Componenti petrografici	Xilit	Metaxilit	Vitrit	Clarit	Durit	Fuzit
Tipul de cărbune						
Lignit	+++	+++	+	++	+	+
Cărbune brun lucios	—	—	+++	+++	+++	+
Cărbune brun hui-los	—	—	+++	+++	++	+
Huilă	—	—	+++	++	+	+
Antracit	—	—	+++	—	—	+

+++ component principal; ++ component subordonat; + component accesoriu; — lipsă.

3. ÎNTREBUINȚĂRI ȘI PRODUCȚIE

Datorită proprietăților arătate, cărbunii sînt utilizați în primul rînd ca sursă energetică (circa 78% din producția mondială) și pentru obținerea cocsului metalurgic (20% din producția mondială). Mai sînt folosiți în industria chimică la producerea gazului de gazogen, obținerea zincului și a carbidului. Frumoase perspective se deschid, însă, pentru folosirea lor drept materii prime la obținerea petrolului sintetic și derivatelor sale, a acetilenei necesare industriei materialelor plastice, iar prin conversiunea biologică, la obținerea proteinelor și grăsimilor vegetale. Ponderea cărbunilor în balanța energetică mondială a scăzut de la circa 60% în 1950 la mai puțin de 30% în 1980 și se prevede să ajungă la numai 21% în anul 2000, pentru o creștere de peste 3,5 ori a volumului producției comparativ cu 1950.

Producția mondială a crescut de la 1,8 miliarde tone în 1950 la 3,9 miliarde tone în 1980 și este estimată la 6–6,5 miliarde tone în anul 2000. Resursele mondiale, apreciate la circa 14 000 miliarde tone sînt suficiente pentru a asigura necesarul de cărbune al omenirii pe circa 10 secole.

4. CLASIFICAREA CĂRBUNILOR

Principalele epoci geologice ce au oferit condiții favorabile formării acumulărilor de cărbuni au fost: pentru huilă și antracit Carboniferul (250–300 M ani) și Jurasicul inferior — Liasicul (140–150 M ani), pentru cărbune brun Cretacicul (70–120 M ani) și Paleogenul (40–50 M ani), iar pentru lignit Neogenul (20–30 M ani).

Clasificarea cărbunilor humici

Clasificarea internațională adaptată								
Simbolul clasei	Clasa	Componenți organici raportați la masa combustibilă			Componenți ușor volatili V, %	Conținut în apă W, %	Puterea calorică superioară Q_s^{mc} [kJ/kg]	Caracterizare
		C %	H %	O + N %				
0 1 A	Antracit	92-97	1-3	1-3	0-3 3-6,5	<5	33 500-35 200	Metaantracit Antracit
1 B	Huilă	75-92	3-6	3-17	6,5-10	4-15	23 800 37 700	Huică slabă
2					10-14			} Huică cu conținut redus de mat. volatile
3					14-20			
4					20-28			} Huică cu conținut moderat de mat. volatile
5					28-33			
6					> 33		32 400	} Huică cu conținut ridicat de materii volatile
7					> 33		30 100-32 400	
8					> 33		25 500-30 100	
9					> 33		23 800-25 500	
10	Cărbune brun	60-78	5	17-30	40-60	15-30	12 500-23 800	Cărbune brun lucios
11								Cărbune brun mat
12								Cărbune brun lemnos
13								Cărbune brun pământos
14	Turbă	55-60	6	30-40	> 60	30-60	8 000-12 500	Turbă

Tabela IV.11

după gradul de carbonificare

Clasificarea conform STAS - R.S.România					Zăcămintele
Clasa	Simbol	Clasa	Simbol		
1. Antracit	A	-	-	-	Schela Gorj
2. Huică	H	2.1. Huică antracitoasă	HA	-	Lupac
		2.2. Huică slabă degresată	HS	-	Baia Nouă, Doman, Bigăr
		2.3. Huică pentru cocs	HC	-	Anina
		2.4. Huică grasă	HGr	-	Secul, Cozla-Cămenița
		2.5. Huică de gaz	HG	-	Lupeni
		2.6. Huică cu flacără lungă	HL	-	Vulcan, Lupeni, Uricani
3. Cărbune brun huilos	BH	-	-	-	Lonea, Petrila, Aninoasa, Codlea-Vulcan
4. Cărbune brun	B	4.1. Cărbune brun cu luciu smolos	BS	-	Comănești
		4.2. Cărbune brun mat	BM	-	Valea Almașului-Someș
		4.3. Cărbune brun lemnos (lignit)	BL	-	Filipeștii de Pădure, Bazinul Olteniei
		4.4. Cărbune brun pământos	BP	-	
5. Turbă	T	-	-	-	Poiana Stampei, Șercaia, Stobor

După geneză, cărbunii se împart în: *cărbuni humici* — formați pe seama turbei, *cărbuni sapropelici* — formați din mîlurile sapropelice bogate în alge și resturi de plancton marin și *liptobioliți* — formați pe seama componentelor mai stabile ale plantelor superioare cum sînt cerurile, rășinile etc. În România se cunosc zăcăminte exploatabile numai de cărbuni humici și cîteva iviri de liptobioliți (chihiimabr). După gradul de carbonificare cărbunii humici se împart în mai multe clase (tabelul IV. 11).

5. CONDIȚIILE DE FORMARE A ZĂCĂMINTELOR DE CĂRBUNI

Formarea zăcămintelor de cărbuni s-a produs în trei stadii:

a) *Stadiul acumulării resturilor vegetale* în depozite orizontale groase ce vor constitui materia primă pentru viitoarele strate de cărbuni. El este condiționat de existența unor premise geografice — condiții favorabile de relief (zone depresionare) și climă (climat cald și umed prielnic dezvoltării unei vegetații bogate sub formă de păduri și tufărișuri). Locurile cele mai favorabile acumulărilor sînt depresiunile cu bălți, lacuri, lagune, deltele și șesurile aluvionare. Stadiul durează de la mii la zeci de mii de ani.

b) *Stadiul transformărilor biochimice* a materialului vegetal în cadrul carbonificării timpurii, cînd acesta trece în turbă. În acest stadiu un rol important îl joacă bacteriile anaerobe ca și unele ciuperci, care prin enzimele proprii, în mediu umed anaerob descompun lignina, celuloza și ceilalți componenți vegetali, transformîndu-i în acizi humici și humo-lemnoși. Durata stadiului este de la cîteva zeci de mii la cîteva milioane de ani.

c) *Stadiul transformărilor geochimice* al turbei în cărbune, sub influența temperaturilor, presiunilor și timpului. În acest stadiu se produc o serie de transformări succesive din turbă în lignit, din lignit în cărbune brun superior, a acestuia în huilă și a huilei în antracit și chiar grafit. Acizii humici se transformă acum în humiți și humăți. Durata lui este de zeci și sute de milioane de ani.

Realizarea tuturor acestor stadii este condiționată de existența unui regim de subsidență.

6. PRINCIPALELE ZĂCĂMINTE DE CĂRBUNI PE GLOB

Repartiția cărbunilor pe glob este foarte neuniformă. Circa 95% din totalul rezervelor cunoscute sînt cantonate în emisfera nordică și numai 5% în cea sudică. Din rezervele de cărbune 58% se găsesc în Asia, 26% în America de Nord, 11,5% în Europa, 3% în Australia și 1,5% în Africa. Din rezervele cunoscute 75% sînt concentrate pe teritoriul a numai trei state: U.R.S.S. (33%), S.U.A. (25%) și R. P. Chineză (17%).

Pe tipuri de structuri, 60% din rezervele cunoscute sînt cantonate în formațiuni de platformă continentală și 40% în formațiuni de geosinclinal.

În România sînt cunoscute zăcăminte de antracit, huilă, cărbune brun lucios și mat, lignit și turbă. Ca vîrstă ele aparțin fazei asturice a ciclului hercinic (Carbonifer superior) și diferitelor faze ale ciclului alpin (Liasic, Senenian-Danian, Oligocen, Badenian, Sarmatian, Pontian, Dacian și Romanian). Aceste zăcăminte sînt localizate în Platforma Moldovenească, Platforma Valahă, Depresiunea pericarpatică a Carpaților Orientali, Depresiunea Getică, Depresiunea Panonică, Bazinul Transilvaniei, zonele geosinclinale din vestul Carpaților Meridionali (Reșița-Moldova Nouă și Svîncea-Svînița), precum și în cîteva bazine epistrukturale intramontane din Carpații Orientali, Meridionali și Apuseni.

6.1. ZĂCĂMINTE DE ANTRACIT

Antracitul este varietatea de cărbuni humici cu cel mai înalt grad de carbonificare. Are o culoare cenușie neagră, luciu metalic sau semimetalic, spărtură angulară, rar concoidală, clivaj caracteristic în ochiuri, G_s 1,34—1,70, fiind cel mai greu cărbune, D_2 —2,5. Din punct de vedere chimic are cel mai ridicat conținut în carbon (90—95%) și un conținut foarte scăzut în elemente volatile (2—5%). Din această cauză flacăra lui nu produce fum. Se aprinde, de altfel, cu foarte mare greutate.

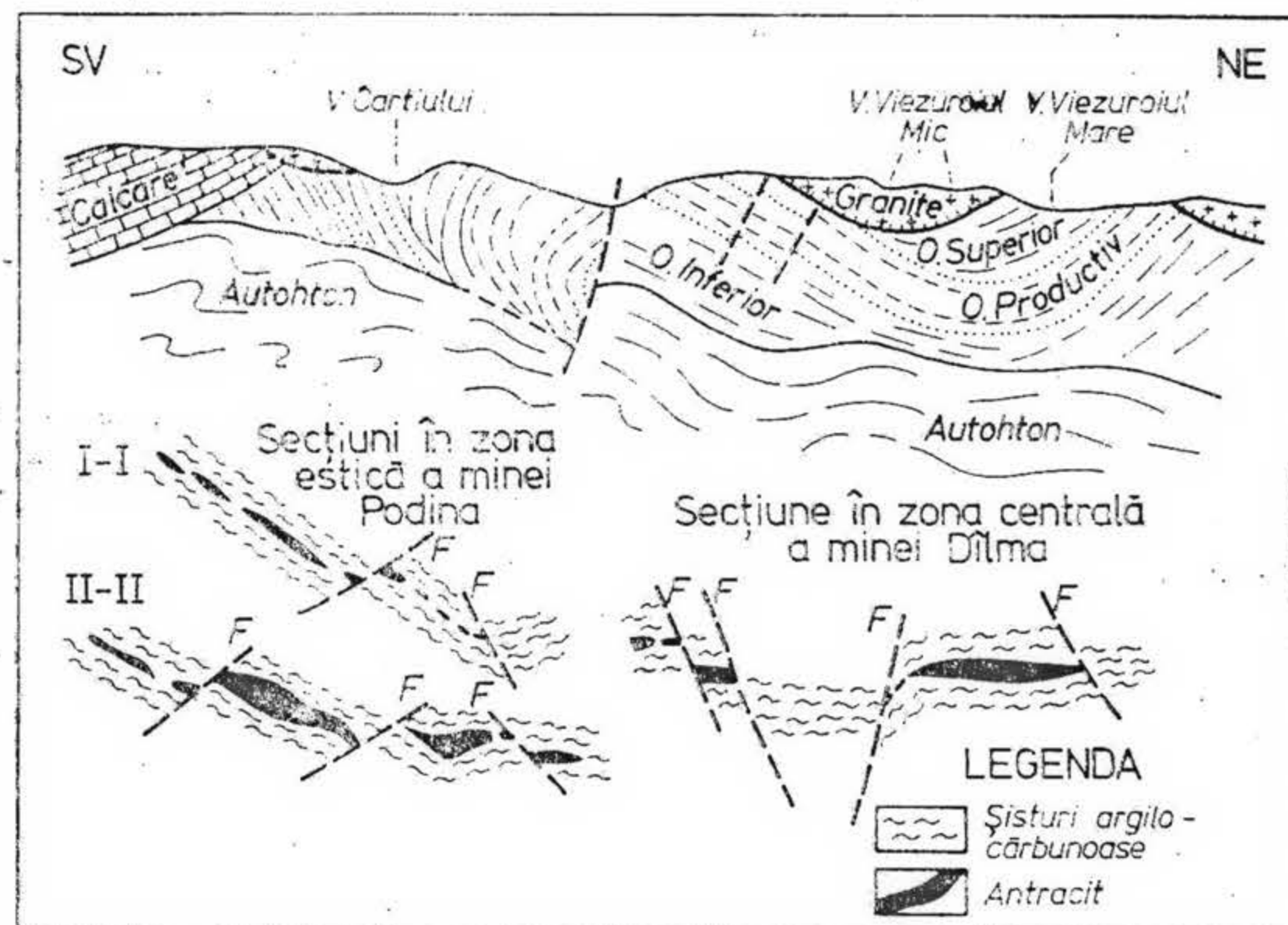


Fig. IV.40. Secțiuni geologice prin zăcămintul de antracit Schela (după I. Șerbănescu și E. Bărbulescu).

Prin supunerea la tratament termic până la 1570 K se transformă în termo-antracit, care poate înlocui cu succes cocsul în furnale. Se mai întrebuințează în industria chimică la obținerea zincului și a carburului, iar prin distilare fracționată, la obținerea uleiurilor ușoare și medii și a gazului de gazogen. În siderurgie mai este folosit drept combustibil în cubilouri și la obținerea oțelurilor speciale, iar în metalurgie este utilizat drept cărbune de forjă.

Zăcămintele importante sînt cunoscute în U.R.S.S. (Bazinul Donețului), Polonia (Bazinul Sileziei superioare), R. F. Germania (Bazinul Ruhr), Insulele Britanice, S.U.A. (Bazinul Apalașian), R. P. Chineză și R. P. D. Coreeană (Bazinul mijlociu al râului Tedongan cu centrele Tokcihou și Phenian, bazinul din valea Cihoncihongan ș.a.)

Singurul zăcămint de antracit din România se găsește în Carpații Meridionali la Schela — Gorj (fig. IV. 40). El este cantonat în șisturile filitice și gresile cuarțitice ale orizontului mediu al depozitelor liasice (formațiunea de Schela) și constă din două straturi lenticulare, puternic tectonizate, cutate în sinclinale de tip duplicatură și faliate. Antracitul brut conține 9,8—13,6% W_t , 7,1—9,7% A , 1,4—2,9% V , 74,29—77,93% C , 2,18—2,90% H și 0,33—0,74% S_t . Puterea calorifică este cuprinsă între 25 080—28 890 kJ/kg (Q_t) și 25 930—29 260 kJ/kg (Q_s).

6.2. ZĂCĂMINTE DE HUILĂ

Huilele sînt cărbuni humici superiori de culoare neagră, cu luciu de smoală, sticlos, mătăsoș, gras, până la semimetalic. Nu conțin acizi humici solubili în KOH. Prezintă spărtură angulară, concoidală și în dinți și clivaj tridirecțional, în ochiuri, rar sferoidal (huila de Fünkirchen-Ungaria) Au G.s. 1,2—1,5, D 2,5—3 și puterea calorifică cuprinsă între 25 000 și 35 000 kJ/kg.

Sînt întrebuințate în siderurgie pentru obținerea cocsului metalurgic, drept combustibil în termocentrale și la obținerea hidrocarburilor sintetice (uleiuri ușoare, medii și grele, benzen, toluen, naftalină, smoală) prin hidrogenare.

Se estimează că aproximativ 58% (8 200 miliarde tone) din totalul resurselor mondiale de cărbuni sînt constituite din huilă și antracit.

Zăcămintele mari de huilă sînt cunoscute în (fig. IV. 41):

— formațiunile carbonifere din U.R.S.S. (bazinele Doneț, Kizelov în Ural, Karaganda); S.U.A. (bazinele Apalașian, Michigan, Indiana-Illinois, Interior de Vest, Colorado, Utah, Texas, Arizona); R. P. Chineză (provinciile Manciuria, Shanxi, Shantung, Kansu, Hunan); Polonia (Silezia Superioară și Silezia Inferioară); India (Bihar, Bengalul de Vest, Gondwana, Haidarabad, Madhya Pradesh, Orissa); Africa de Sud; Marea Britanie (South Wales, Bristol, Sommersotshire, Northumberland, Durban, Yorkshire, Nottinghamshire, Warwick, North Wales, Staffordshire, Clyde, Ayrshire); R. F. Germania (Rhur), Cehoslovacia, Franța și Belgia (Bazinul Franco Belgian: Nord, Pas de Calais, Hainaut, Namur, Campine, Liège);

— formațiunile permice din U.R.S.S. (bazinele Pecioara, Kuznețk, Tungus), Australia (Sidney);

— formațiunile mezozoice din U.R.S.S. (bazinele Kansk-Acinsk și Irkutsk), S.U.A.: (Carolina de Nord, Montana, Dakota de Vest); R. P. Chineză (Sinciun, Anhoi, Yunnan); Australia (Queensland).

În România sînt cunoscute zăcămintele de huilă, de asemenea, numai în Carpații Meridionali, în zonele Reșița-Moldova Nouă, Svinecea-Svinița, și în bazinele intramontane Rusca Montană și Petroșani.

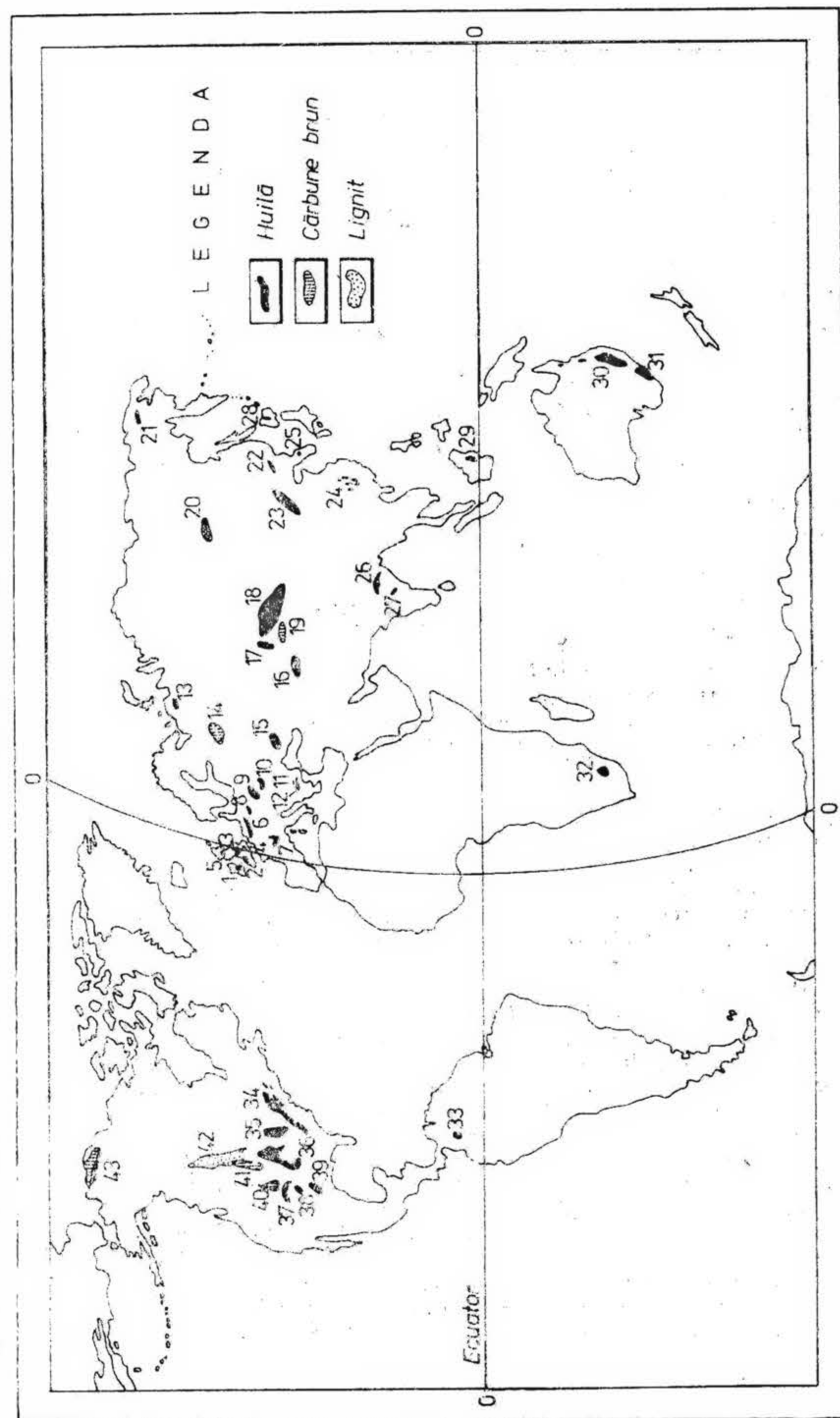


Fig. IV.41. Răspîndirea principalelor zăcămintele de cărbuni pe glob:

1 — Irlanda; 2 — bazinele din sudul Marii Britanii (South Wales, Bristol-Sommersotshire); 3 — bazinele zonei mijlocii a Marii Britanii (Cumberland, Lancashire, Cheshire, North Wales, Staffordshire, Shopshire, Warwick, Leicestershire, Nottinghamshire, Yorkshire, Durham); 4 — Kent; 5 — bazinele Scoției (Clyde, Midlothian, Fife, Ayrshire); 6 — Bazinul Franco-Belgian; 7 — bazinele din Platoul Central Francez (Commentry, St. Etienne, Blanconais); 8 — Bazinul Ruhr; 9 — bazinele Leipzig-Drezda; 10 — Bazinul Sileziei; 11 — Bazinul Petroșani; 12 — Bazinul Olteniei; 13 — Bazinul Peciora; 14 — Bazinul Moscovei; 15 — Doneț; 16 — Karaganda; 17 — Kuznețk; 18 — Ciulimokan-Irkutsk; 19 — Bazinul Kansk; 20 — Bazinul Lena; 21 — Bazinul Ciuciukotsk; 22 — Manciuria; 23 — bazinele Kansu, Shanxi, Shantung; 24 — bazinele Chinei de SE; 25 — R. P. D. Coreeană; 26 — Bengalul de Vest; 27 — Bazinul Haidarabad; 28 — Insula Hokkaido (Japonia); 29 — Kalimantan; 30 — Queensland; 31 — Sidney; 32 — Transvaalul de sud; 33 — Columbia; 34 — Bazinul Apalașian; 35 — Bazinul Indiana-Illinois; 36 — Dakota-Montana-Saskatchewan; 37 — Utah-Colorado; 38 — New-Mexico; 39 — Texas; 40 — Wyoming; 41 — Montana; 42 —

În zona *Reșița-Moldova Nouă* apar zăcăminte de uilă cantonate în depozite carbonifere (Lupac și Secul) și liasice (Doman și Anina).

Zăcămintele de virstă carboniferă s-au format în faciesul de molasă al Carbo-niferului superior, care se caracterizează prin depuneri transgresive de conglomerate în faza inițială, urmate de microconglomerate, gresii, argile și cărbuni.

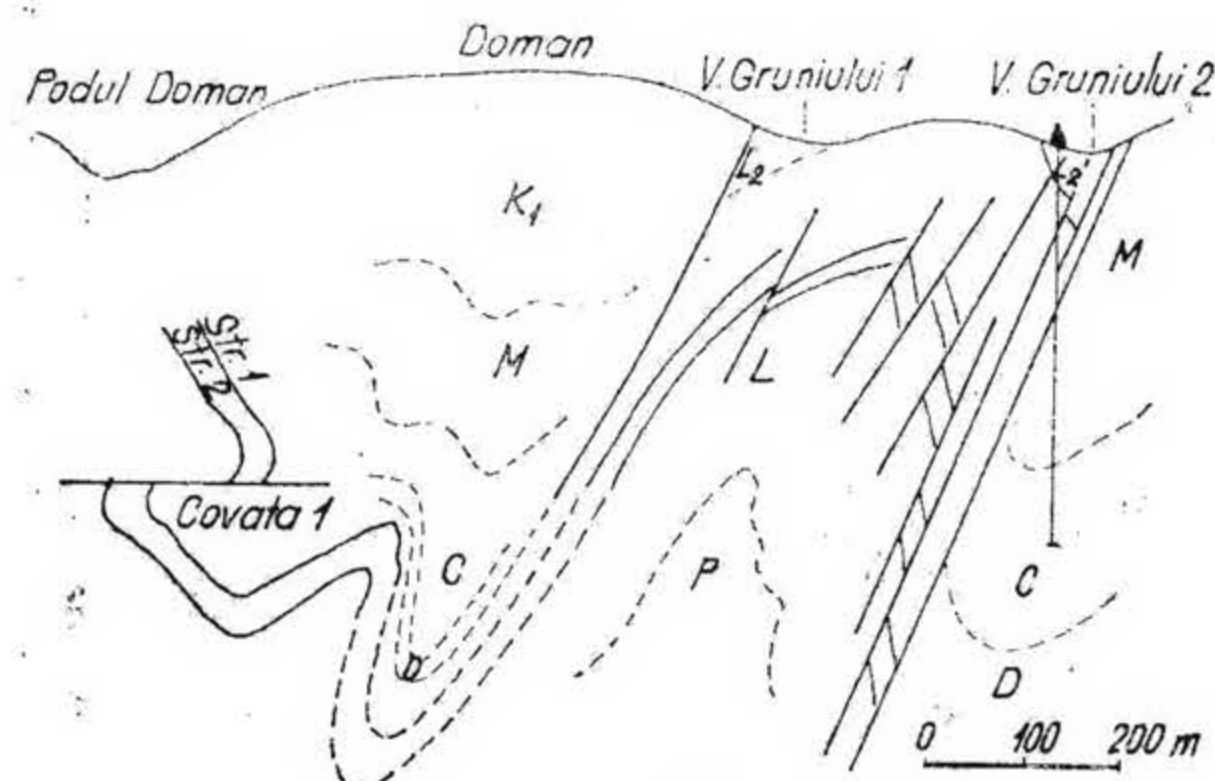


Fig. IV.42. Secțiune prin zăcămintul de uilă Doman (după documentația minei):

P — Permian; L₁ — Liasic inferior cu cărbuni; L₂ — Liasic superior; D — Dogger; C — Callovian; M — Malm; K₁ — Cretacic inferior.

La *Secul* a fost exploatată o uilă grasă, iar la *Lupac* o uilă antracitoasă pulverulentă. Rezervele sînt aproape epuizate.

Zăcămintul *Doman* (fig. IV. 42) constă din două strate de cărbune (uilă, slabă), cu grosimi de 0,8—2,3 m, cutate și faliat. Ele sînt intercalate în gresii și sisturi argiloase. Analizele chimice indică pentru uila de Doman 2—7,3% W_t, 1,3—8,1% A 15,5—19,5% V, 70,3—90,5% C, 3,2—4,7% H, 0,31—0,62% S_t, precum și o putere calorică pentru cărbunele brut de 30 300—31 650 kJ/kg.

Zăcămintul *Anina* (fig. IV. 43) este cel mai important din zonă. El se găsește în partea centrală a ei, la circa 30 km sud de Reșița, într-o structură anticlinală faliată, în care au fost identificate 8 strate cu grosimi cuprinse între 0,2—0,3 m (Strătișorul) și 1,2—3,4 m (Stratul principal). Cărbunele este intercalat în gresii, sisturi argiloase, argile refractare și sisturi cărbunoase. Este o uilă de cocs de foarte bună calitate. Conține 79,16—85,22% C și 30,1—37,6% materii volatile raportate la masa combustibilă, avînd o putere calorică de 34 400—35 600 kJ/kg.

Zăcămintul *Cozla-Camenita* este amplasat într-o structură sinclinală faliată în cuprinsul căreia au fost identificate, în depozitele liasice, circa 20 de intercalații de cărbune dintre care două prezintă grosimi exploatabile. Cărbunele este o uilă grasă friabilă, cocsificabilă care conține 81,04—85,59% C și 33,4—37—9 V raportate la masa combustibilă. Puterea calorică superioară este cuprinsă între 34 350 și 36 000 kJ/kg.

La *Bigăr*, *Rudăria* și *Pregheda* se cunosc, de asemenea, mai multe strate de cărbune, dintre care două au grosimi exploatabile. Calitativ acestea conțin o uilă slabă. Uila de Bigăr are 85,6% C, 18,3% V și o putere calorică de 34 900 kJ/kg.

Zăcămintul *Rusca Montană* (fig. IV. 44) este localizat în sud-vestul munților Poiana Ruscă, în apropiere de Caransebeș. În Cretacicul superior, format din gresii argiloase, apar mai multe intercalații subțiri de uilă, dintre care 5 au grosimi de 0,7—1,8 m, fiind exploatabile. Ele sînt cutate sub forma unui sinclinal larg și străbătute de

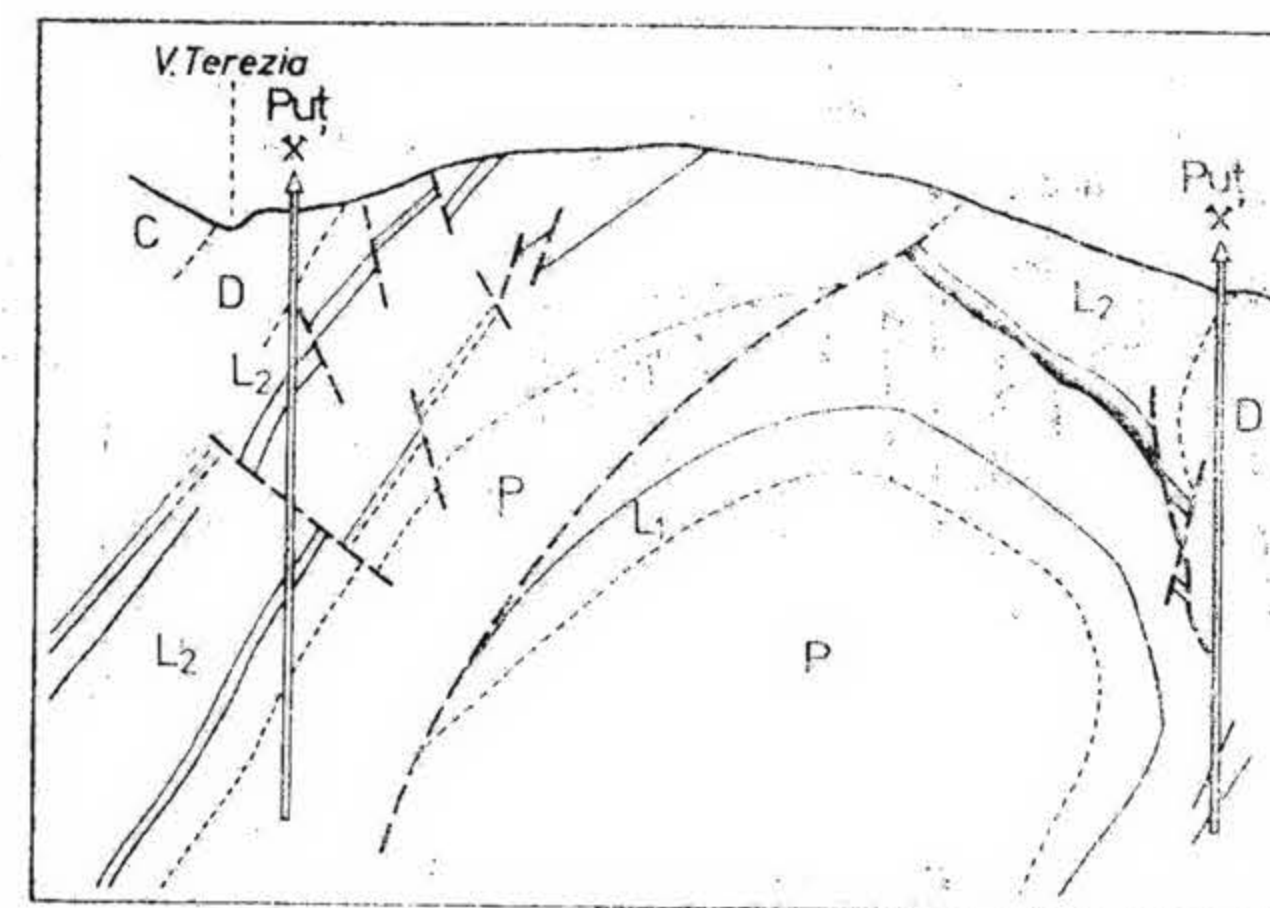


Fig. IV.43. Secțiune prin zăcămintul de uilă Anina (după documentația minei Anina, de Gh. Maccvei):

P — Permian; L₁ — Liasic inferior cu cărbuni; L₂ — Liasic superior; D — Dogger, C — Callovian.

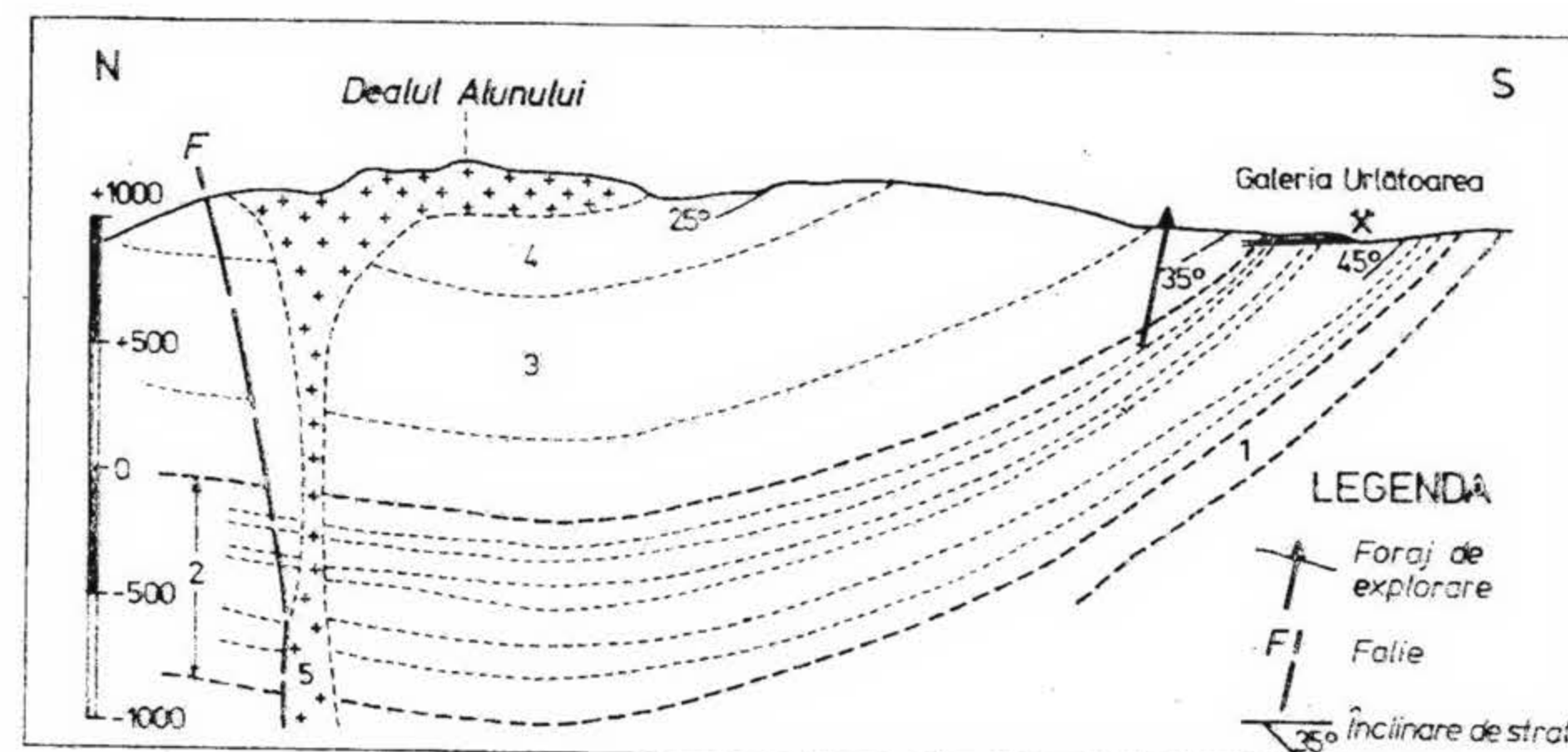


Fig. IV.44. Secțiune prin zăcămintul Rusca Montană (după I. Șerbănescu și N. Pănciu):

1 — Senonian; 2 — complex cărbunos; 3 — complex sedimentar vulcanogen; 4 — Danian; 5 — banatit.

intruziuni banatitice, care le-a metamorfozat la contact degazeificându-le și transformându-le local în cocs natural. Cărbunele este o uilă cu proprietăți moderate de cocsificare și cu un conținut ridicat de cenușă.

Bazinul Petroșani (fig. IV. 45) se află pe cursul superior al Jiului, în zona de confluență a Jiului de Est cu Jiul de Vest. Formațiunea productivă este de vîrstă

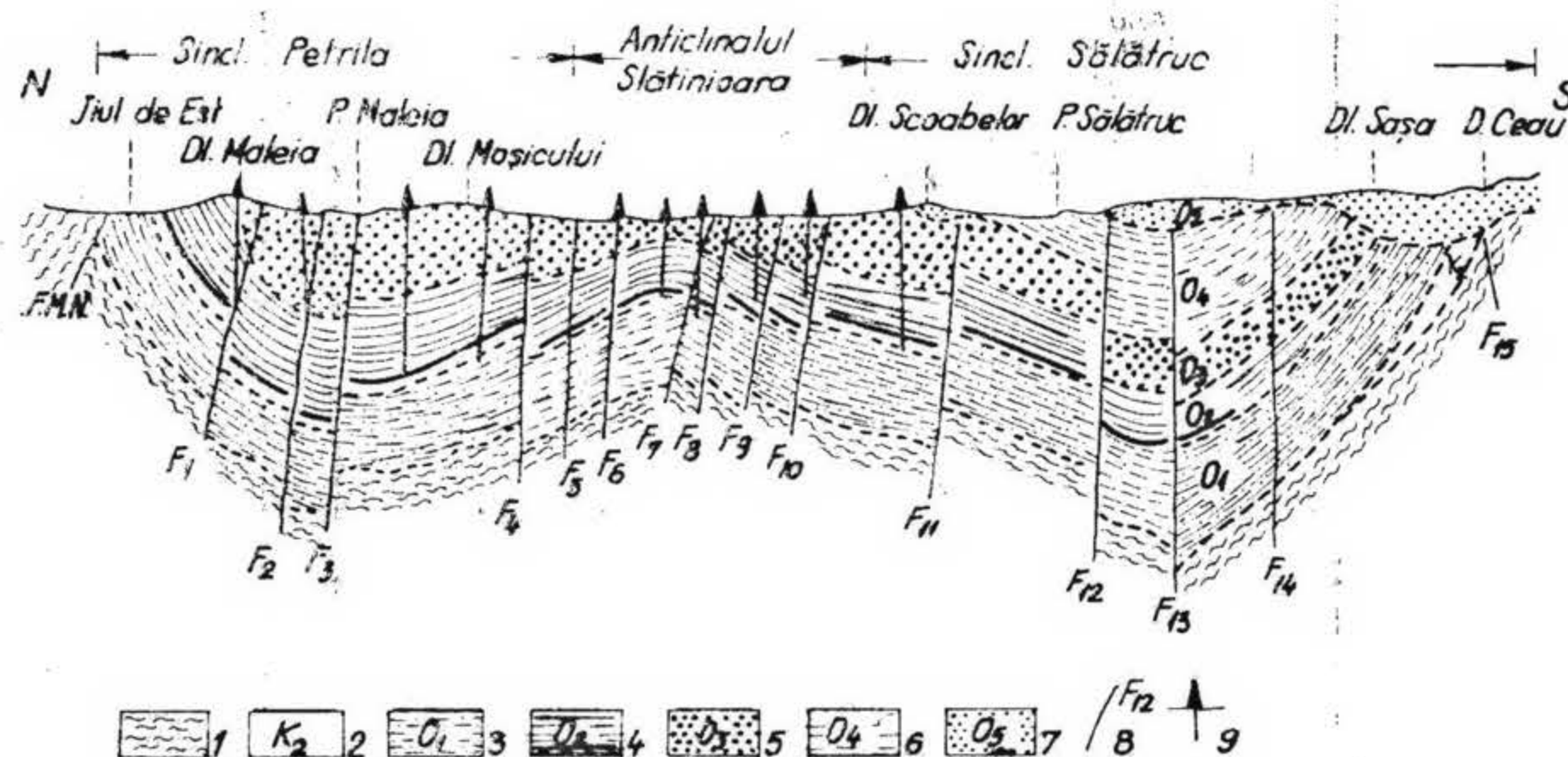


Fig. IV.45. Secțiune transversală prin Bazinul Petroșani:

1 — cristalin; 2 — Senonian; 3 — O_1 -Orizontul bazal (Rupelian); 4 — O_2 -Orizontul productiv inferior (Chattian); 5 — O_3 -Orizontul mijlociu (Acvitanian); 6 — O_4 -Orizontul productiv superior (Burdigalian); 7 — Orizontul terminal (Pliocen)

Oligocen superior (Chattian) și constă dintr-o alternanță de gresii, argile, aleuritite, marne și șisturi argilobituminoase cu un număr de 19—21 intercalații de cărbune, dintre care numai câteva au grosimi exploatabile (stratele: 3, 4, 5, 6, 8, 9, 12, 13, 14, 15, 17, 18). Stratul 3 este stratul principal. Din punct de vedere tectonic bazinul prezintă un sinclinal alungit pe direcția ENE—VSV, asimetric, puternic faliat longitudinal și mai ales transversal. Calitativ cărbunele este o uilă formată din vitrit și clarit. Analizele chimice indică conținuturi de 73,6—83,8% C și 40,1—56,3% V, raportate la masa combustibilă și, de asemenea, o putere calorifică superioară cuprinsă între 30 900 și 35 530 kJ/kg. În partea de est a bazinului se exploatează o uilă energetică prin minele Lonea, Petrila, Dilja, Livezeni și Aninoasa, iar în partea de vest o uilă folosită la producerea semicocsului metalurgic, prin minele Vulcan, Paroșeni, Lupeni, Bărbăteni, Uricani și cariere Cîmpul lui Neag.

6.3. ZĂCĂMINTE DE CĂRBUNE BRUN

Cărbunii bruni sînt cărbuni humici inferiori, denumirea lor datorîndu-se culorii caracteristice în diverse nuanțe de brun pînă la brun negru. Pe plăcuța de porțelan lasă o urmă brună și, de asemenea, colorează în brun, datorită prezenței acizilor humici

solubili, o soluție de KOH. Au G.s. 1,2—1,4, D 2—2,5, luciul de la mat la smolos, spărtura neregulată angulară pînă la concoidală și prezintă stratificație clară. Conțin sub 75% C și au o putere calorifică cuprinsă între 11 000 și 25 000 kJ/kg. Petrografic sînt alcătuiți din clarit, vitrit, durit ± fuzit.

Sînt utilizați în scopuri energetice, la termocentralele electrice, instalații de ardere industrială și termoficare.

Zăcăminte importante sînt cunoscute în U.R.S.S. (bazinul Moscovei, Celiabinsk), S.U.A. (Wyoming, Montana, Colorado, Alaska), R. D. Germană (Lausitz, Harz, Frankfurt pe Oder, Magdeburg), și Cehoslovacia (bazinele Most și Sokolov).

Cărbunii bruni de pe teritoriul României sînt de vîrstă mezozoică și neozoică. Zăcăminte liasice sînt cunoscute la Codla-Vulcan și Cristian, zăcăminte cretacice la Borod-Cornișel, iar zăcăminte neozoice în bazinul Văii Almașului-Someș, bazinul Comănești, bazinul Tebea-Brad și bazinul Mehădiei. Cîteva iviri de redusă importanță economică mai sînt cunoscute în bazinele Bahna și Hațeg.

Bazinul Valea Almașului-Someș este cel mai important. Se află situat în nord-vestul Transilvaniei, într-un perimetru delimitat de localitățile Cluj și Huedin la sud și Jibou la nord. Stratele de cărbuni sînt cantonate în depozitele oligocene. La Cristolișel-Surduc sînt cunoscute 3 strate exploatabile (Francisc, Rozalia, și Speranța) intercalate în stratele de Zimbor, iar la Șorecani se exploatează două strate intercalate în stratele de Cetățuia. Cărbunele este un cărbune brun mat, de culoare neagră, cu o putere calorifică de 16 300—18 000 kJ/kg. Analizele chimice indică: 16,7% W_t , 27% A, 27,1% V, 39,8% C, 3,0% H, 0,8% N și 6% S_t .

Zăcămintul Tebea Brad se află în depozitele Tortonianului superior — Sarmația inferior, din bazinul Beiuș-Baia de Criș. El este constituit din 11 strate de cărbune (cinci sînt exploatabile). Acesta este un cărbune brun mat cu o putere calorifică de circa 17 500 kJ/kg.

Bazinul Comănești (fig. IV. 46) este localizat în zona externă a flișului paleogen din Carpații Orientali, pe cursul Trotușului, între Moinești-Lucăcești și Doftana. Stratele

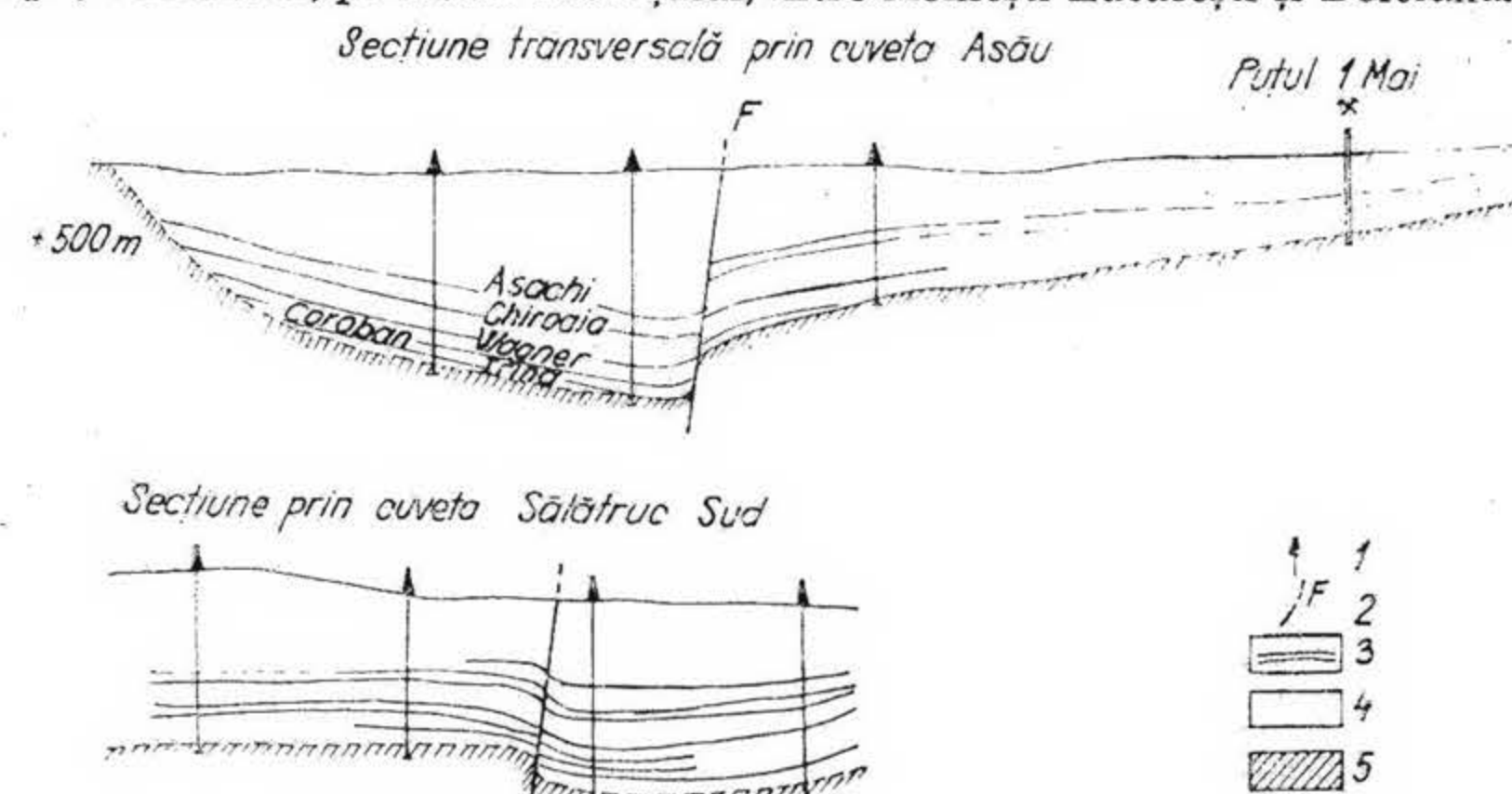


Fig. IV.46. Secțiuni transversale prin cuvetele Asău și Sălătruc din bazinul Comănești (după I. Chiriac):

1 — foraj de explorare; 2 — falie; 3 — straturi de cărbune; 4 — Sarmațian formațiune productivă; 5 — Paleogen.

de cărbuni, în număr variabil (3–34), sînt situate în depozitele sarmaținene ce formează umplutura celor 7 cuvete: Lapoș, Asău, Sălătruc, Lăloia-Galion, Văsiești-Dărmănești, Larga, Poalele Toșbugei, separate între ele prin praguri de roci paleogene. Aici se exploatează un cărbune brun lucios cu vitrit, clarit și durit, ce are o putere calorică de circa 18 000 kJ/kg. Cărbunele conține 14,8–22,3% W_t , 11,6–28,3% A , 27,2–33,1% V , 38,5–47,6% C , 3,5–3,8% H , 0,7–1,4% N și 1,4–3,8% S_t .

6.4. ZĂCĂMINTE DE LIGNIT

Lignitul este o varietate de cărbune brun inferior în care se conservă bine structura lemnoasă, fapt pentru care mai este denumit și *cărbune brun lemnos*. Prezintă o culoare ce variază de la brun la brun negru, lasă urmă brun deschisă pe plăcuța de porțelan și are o spărtură aschioasă, angulară sau neregulată și clivaj paralel sau perpendicular pe stratificație. În prezența aerului și umidității atmosferice manifestă o puternică tendință de exfoliere și degradare. Are $G.s.$ 1,1–1,2 și D –2. În alcătuirea ligniților intră xilit, metaxilit, xilo-vitrit, și cantități mici de clarit, vitrit și fuzit.

Raportat la masa combustibilă, ligniții conțin: 65–75% C , 5–6% H , 0,8% O + N și au o putere calorică cuprinsă între 10 500–17 200 kJ/kg. Cărbunele brut are însă un conținut foarte ridicat de apă și cenușă. Umiditatea variază între 30–65%, iar cenușa poate atinge cîteva zeci de procente. Din această cauză puterea calorică a lignitului brut este mult mai mică de 4 000–11 000 kJ/kg.

Zăcămintele importante sînt cunoscute în R.D. Germană (Drezda), U.R.S.S. (Iaroslavl, R.S.S. Letonă, R.S.S. Bielorussă), R. F. Germania (bazinul mijlociu al Rinului), Cehoslovacia (Slovacia și în bazinul superior al Vltavei), R.S.F. Jugoslavia (Serbia Orientală, Voevodina, Slovenia, Croația, Bosnia), S.U.A. (Dakota de Nord și de Sud, Montana), Canada (Saskatchewan).

Lignitul este cărbunele cu cea mai largă răspîndire pe teritoriul țării noastre și aparține ca vîrstă Badenianului (bazinul Caransebeș), Pontianului (Schitu Golești, Voevozi, Sărmășag), Dacianului (Ojasca, Ceptura, Filipești de Pădure, Șotînga – Mărgineanca, Curtea de Argeș) sau Dacian-Romanianului (Bazinul Olteniei).

Cele mai numeroase și importante sînt situate în exteriorul lanțului carpatic: în zona subcarpaților de curbura, în Bazinul Getic și în Bazinul Panonic. La interiorul Carpaților se găsesc cîteva zăcămintele mai mici, cu valoare economică locală.

În Depresiunea pericarpatică din zona subcarpaților de curbura, depozitele daciene, alcătuite dintr-o alternanță de nisipuri, uneori grezoase, marne, argile și pietrișuri, conțin intercalate mai multe strate de lignit (4 la Ojasca, 5 la Ceptura, 23 la Filipești de Pădure, 3 la Doicești-Șotînga).

Zăcămintul *Filipești de Pădure* (fig. IV. 47) este cel mai important din zonă. Aici se exploatează stratele inferioare 1, 2, 3, 4 b, 4c, 5 inferior și 7, prin minele Palanga și Roșioara, în structura anticlinală Siliștea Dealului. Cărbunele este un lignit compact în stare proaspătă, dar care lăsat în aer prezintă tendință de exfoliere; este format din xilit, metaxilit și puțin fuzit cu o putere calorică raportată la masa combustibilă de 11 000 – 14 600 kJ/kg.

Analizele chimice indică următoarele conținuturi: 24–32 % W_t , 10–47 % A , 17 % V , 19,1 % C , 1,6 % H , 2,4 % S_t și 0,3 % N . Datorită conținutului ridicat de apă și cenușă, puterea calorică a cărbunelui brut scade la 7 000 (Q_i) – 7600 (Q_s) kJ/kg.

Condițiile hidrogeologice se caracterizează prin prezența unor straturi acvifere freatice și de adîncime, localizate în depozitele daciene, între stratele 1 și 12 de cărbune. În sectorul Palanga au fost identificate trei complexuri acvifere de adîncime, în sectorul Roșioara Nord de asemenea trei, iar în sectorul Roșioara Sud cinci orizonturi acvifere.

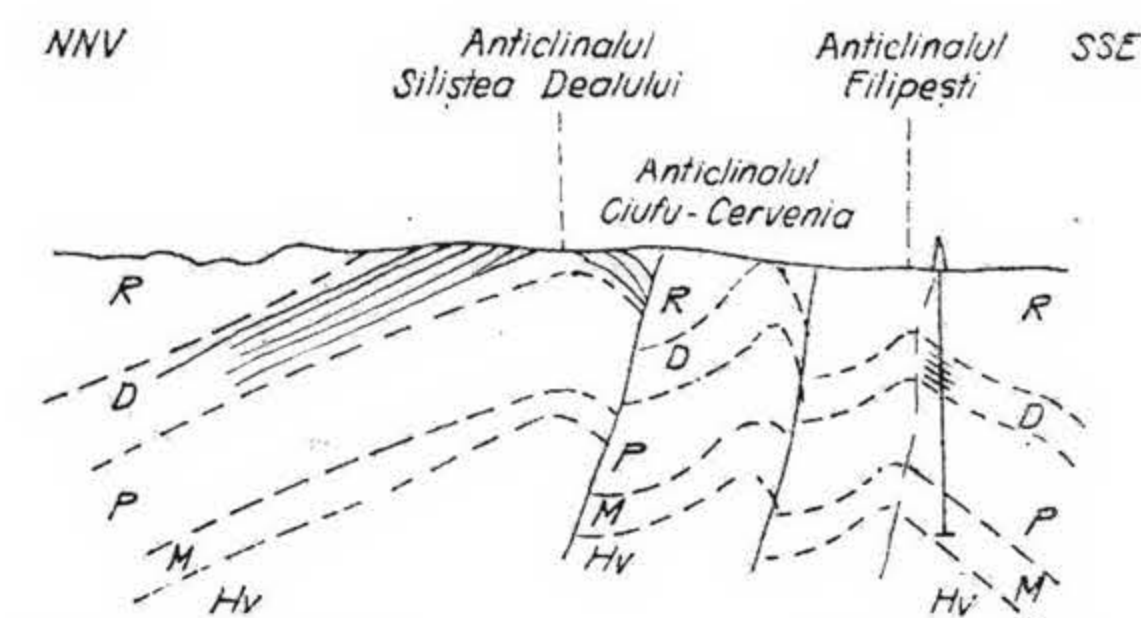


Fig. IV.47. Secțiune prin sectorul Siliștea Dealului-Filipești (după N. Oncescu):

H – Helvețian; M – Meotian; P – Pontian; D – Dacian; R – Romanian.

Suprafața piezometrică se situează la cota + 340 m și sub această cotă, iar stratele de nisipuri acvifere se comportă ca borchisuri tipice. Ele produc, relativ frecvent, erupții în lucrările miniere, cu debite pînă la 500–600 l/min.

Zăcămintul *Schitu-Golești* se găsește în județul Argeș, la circa 7 km sud de orașul Cîmpulung-Muscel, în flancul sudic al anticlinalului Malu Roșu-Apa Sărată. Se extinde pe direcția E.V. din Valea Jugurului pînă la vest de Valea Slănicului, pe teritoriul comunelor: Jugur, Poenari, Schitu-Golești, Pescăreasa, Godeni, Berevoești, Slănic. În sedimentele pontiane, alcătuite dintr-o alternanță de marne, nisipuri și pietrișuri, se cunosc trei strate de lignit, dintre care stratul 2 este cel mai important și singurul continuu.

Cărbunele este un lignit de culoare brună cu nuanțe ce trec de la brun deschis la negru. Este constituit dintr-o masă de bază cărbunoasă ce conține corpuri bituminoase, xilit, metaxilit, puțin fuzinit și collinit. Este sărac în componenți minerali. Analizele fizico-chimice indică: 1,15–1,4 $G.s.$, 26,1–38,1 % W_f , 8,7–24,5 % A , 25,8–38,7 % V , 21,5–38,3 % C , 0,8–1,1 % S_t , 2,6–3,3 % H , 0,5–0,7 % N .

Puterea calorică este cuprinsă între 11 000 (Q_i) – 15 200 (Q_s) kJ/kg.

Bazinul *Olteniei*. În vestul Bazinului Getic, dincolo de Valea Oltului pînă la Dunăre, se dezvoltă cel mai important bazin cu lignit al țării. Formațiunea productivă este cuprinsă în Dacian și Romanian. Ea crește în grosime de la est la vest și, odată cu ea crește numărul stratelor de lignit și grosimea acestora. În valea Otăsăului se cunosc doar 6 strate în Dacian, iar în sectorul Motru-Dunăre 19 strate (9 în Dacian și 10 în Romanian). Stratele de lignit, aproape orizontale, sînt intercalate în argile, nisipuri și pietrișuri, adesea acvifere (fig. IV 8). Cele mai importante exploatări, multe la zi, se găsesc în sectorul Gilort-Motru, Albeni-Cirbești, Rovinari, Tismana, Pinoasa, Peșteana, Valea Jilțului, Leurda, Horăști, Ploștina. În ultima vreme a început exploatarea și în celelalte sectoare: Olt-Olteț (Arnota, Cucești, Valea Oltețului), Olteț-Gilort (Amaradia) sau Motru-Dunăre (Husnicioara, Balota).

Lignitul are o culoare brun neagră și o compoziție chimică foarte variată: 20–46 % W_t , 8,2–47,8 % A , 21,9–31,2 % V , 23–33,2 % C , 2,2–3,1 % H , 0,6–0,8 % N , 0,8–2,4 % S_t . Puterea calorică a cărbunelui variază între 4 000 și 14 600 kJ/kg.

Zăcămintul Derna-Tătăruș-Popești-Voievozi este situat în Bazinul Panonic, între Crișul Repede și Beretău, pe bordura nord-vestică a munților Plopiș. În depozitele orizontului mediu al Panonianului, formate din marne, nisipuri și argile, se găsesc un număr variabil de strate de lignit (7 în sectorul Popești-Voievozi, 4 în sectorul Tătăruș, 8 la

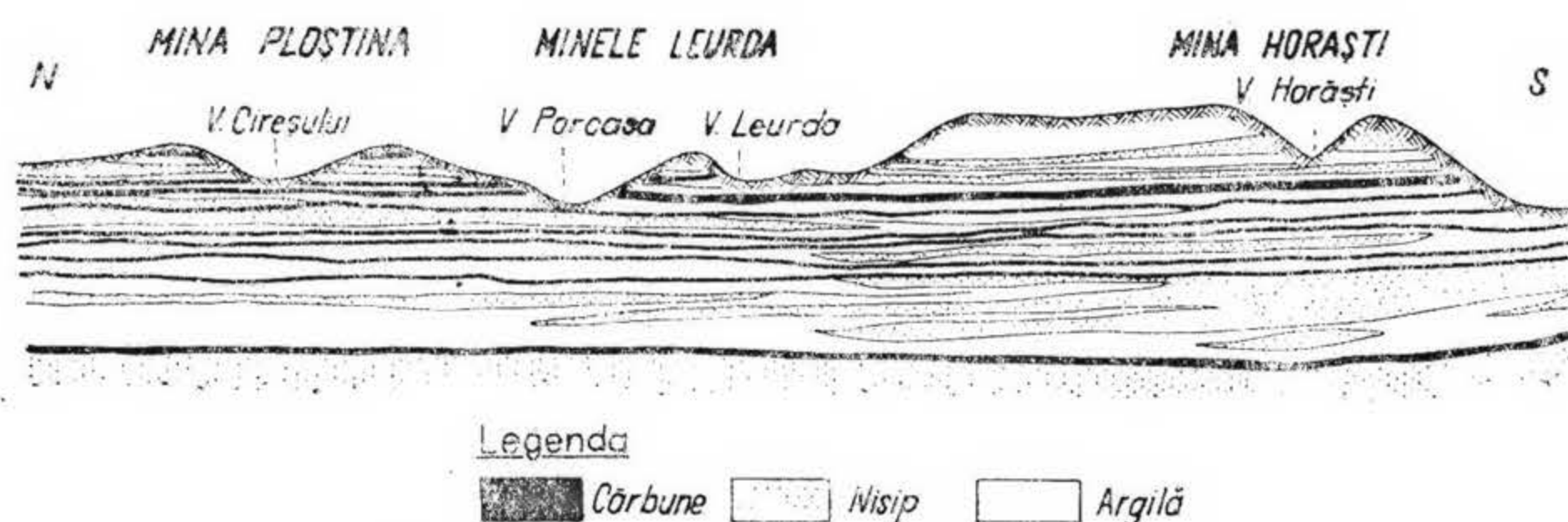


Fig. IV.48. Secțiune prin bazinul Motru:
1 — cărbune; 2 — nisip; 3 — argilă.

Derna și 5—12 la Budoi). Importanță economică au stratele 1 (parțial), 2 și 3. Lignitul are aspect lemnos, culoare neagră, este semimat și prezintă o textură fibroasă.

Este alcătuit dintr-o masă cărbunoasă în care se remarcă lentile de vitrit și fuzit precum și granule sferoidale de pirită. Analizele chimice indică: 32—42,4% W_t , 11—23% A , 20,1—41,6% V , 21,7—31,8% C , 1,9—2,8% H , 0,4—0,6% N , 1,5—6,0% S_t . Puterea calorică este cuprinsă între 7 400—11 230 kJ/kg (Q_i) și 8 900—12 800 kJ/kg (Q_s). În sectorul sudic Derna-Tătăruș puterea calorică crește la 13 900—17 600 kJ/kg.

În depozitele nisipoase din sectorul Derna Tătăruș apar și câteva intercalații bituminoase.

Bazinul Căpeni este localizat în Țara Birsei, între munții Harghita, Perșani și ai Brașovului. Depozitele panoniene formează umplutura citorva cuvete, separate prin creste anticlinale ale fundamentului cretacic. Cea mai importantă este cuveta centrală Căpeni-Baraolt, la care se mai adaugă cuvetele: Virghiș, Herculan, Buduș, Bățanii Mari și Aita Seacă. În depozitele orizontului marno-nisipos al Panonianului inferior apar intercalate 1—5 strate de lignit, dintre care importanță economică prezintă stratele 1 și 3.

Calitativ, cărbunele este un lignit de culoare brun neagră care se exfoliază ușor în contact cu aerul. Din punct de vedere petrografic este alcătuit din masă de bază cărbunoasă, xilit, geluri, corpuri bituminoase, fuzit și componenți minerali. Prin analize chimice au reieșit următoarele conținuturi: 55—59% W_t , 10—14% A , 17,1—18% V , 19,6—19,8% C , 1,7—1,8% H , 0,4% N , 1—1,7% S_t . Puterea calorică inferioară (Q_i) este de 5880—7620 kJ/kg, iar cea superioară (Q_s) de 7670—8235 kJ/kg.

6.5. ZĂCĂMINTE DE TURBĂ

Turba este un sediment recent al mlaștinilor neaerisite, alcătuit în cea mai mare parte din resturi vegetale care și-au conservat structura morfologică, cu toate că au suferit transformări fizico-chimice ce au avut drept rezultat o îmbogățire relativă în carbon pe

seama celulozei, în procesul de turbefiere. Prezintă o culoare brun-neagră cu variate nuanțe de galben și cenușiu și o structură ce merge de la omogenă (turba de sphagnum) la fibroasă păioasă (turba de stuf și rogoz) sau pisloasă (turba în care predomină vaginile de *Eriophorum* și *Scheuchzeria*). În stare brută conține 70—95% apă și 0,5—45% cenușă. Turba uscată, funcție de natura plantelor generatoare și ceilalți componenți, structură și compactitate are o greutate specifică cuprinsă între 0,8 și 2,1 și o capacitate calorică de 8350—17 600 kJ/kg.

Datorită calităților ce le are este utilizată drept combustibil, pentru obținerea unor produse chimice prin distilare uscată (gaze inflamabile, gudroane de turbă) din care se pot obține diferiți produși chimici, de la fenoli și creuzoli până la parafină, ca material de construcții, ca amendament și îngrășămint agricol, pentru tratamente balneare (băi de nămol) etc.

Zăcămintele importante de turbă sînt cunoscute în U.R.S.S. (circa 66% din rezervele mondiale de turbă), Finlanda, Norvegia, Suedia, Marea Britanie, Irlanda, Brazilia și Canada.

În România se cunosc mai multe zăcămintele de turbă, răspindite în diferite regiuni ale țării, dar avînd dimensiuni reduse și, în consecință, rezerve mici. Principalele turbării eutrofe (joase) se găsesc în depresiunile intramuntoase ca: bazinul Ciucului, bazinul Făgărașului sau în unele formațiuni de șes aluvionar (Lunca Jiului) și în zona de cîmpie depresionară (Ecceada în apropiere de Carei). Turbării oligotrofe (înalte) se cunosc în bazinul Dornei (Poiana Stampei), în munții Călimani (Sandru Mare), în munții Ciucului, Sebeș, Retezat, Semenice, etc.

C. ZĂCĂMINTE DE ȘISTURI BITUMINOASE

Șisturile bituminoase sînt roci detritice fine, de culoare închisă, care pot conține pînă la 60% substanțe organice sub formă de humite, bitumen și sapropel. După natura sedimentului mineral ele pot fi argiloase, marnoase, silicioase și cărbunoase. Dintre substanțele organice în ele predomină polibitumenii fixe, produse de polimerizare a anabitumenelor.

Aceste roci s-au format în bazine acvatice închise și neaerisite, în care, datorită lipsei oxigenului, materia organică vegetală și mai ales animală a suferit procese de descompunere prin bituminizare. În special grăsimile animale, acumulate în nămolurile sapropelice de pe fundul apelor stătătoare (lagune, mări epicontinentale închise etc.), în prezența sărurilor minerale din apă au suferit procese de saponificare și transformare în bitumene.

Șisturile bituminoase pot servi la extragerea hidrocarburilor pe care le conțin, dacă acestea sînt cedate în urma unor procedee tehnologice, sau pot servi drept combustibil datorită proprietății lor de a se aprinde la o anumită temperatură și de a dezvolta energie termică prin ardere. Puterea lor calorică este redusă (3000—4000 kJ/kg) și sînt considerate combustibili de calitate inferioară.

Rezervele mari existente pe glob, pe de o parte, și criza energetică cu care se confruntă societatea modernă pe de altă parte, a determinat orientarea industriei extractive și în direcția exploatării și valorificării acestor roci combustibile.

Numai în Canada au fost inventariate rezerve de șisturi bituminoase însumînd circa 50 miliarde de tone.

Șisturi bituminoase sînt cunoscute în diferite formațiuni geologice, cum ar fi: Cambrianul din nord-estul Siberiei și stratele de Kukers din Ordovicianul Scutului Baltic (nord-vestul U.R.S.S. și Suedia); Paleozoicul inferior din S.U.A. (Straturile de Ohio) și Canada; Devonianul din Timan, Ural și Bazinul Kuzneț (U.R.S.S.); Carboniferul din Kazahstan, Ural, S.U.A., Canada, Marea Britanie și Spania; Permianul din Franța, S.U.A. și Australia; Jurasicul din Europa de Est, Kazahstan, Siberia Orientală, Marea Britanie, Canada și Africa de Sud; Paleogenul și parțial în Neogenul din S.U.A., China de Nord și alte țări.

Pe teritoriul țării noastre se cunosc șisturi bituminoase care prezintă interes economic în vederea valorificării pentru combustibili în termocentrale, în formațiunile Liasicului superior din Banat (zona Anina) și în Oligocenul din zona fișului extern din pinza de Tarcău a Carpaților Orientali.

În anticlinalul *Anina*, peste orizontul productiv cu cărbuni al Liasicului inferior, urmează un orizont de șisturi bituminoase argiloase ce aparțin Liasicului superior. În trecut au existat cîteva încercări de valorificare a lor pentru extragerea hidrocarburilor. În prezent aici a fost deschisă o mare carieră, care din 1983 valorifică șisturile bituminoase drept combustibili pentru termocentrale electrice.

În litofaciesul de Fusaru al Pinzei de Tarcău din Carpații orientali se cunoaște, în bază, un orizont de marne bituminoase peste care urmează gresia de Fusaru și apoi încă un orizont al disodilelor superioare, de asemenea cu roci bituminoase. În prezent se fac cercetări pentru valorificarea acestora.

V. PALEONTOLOGIE

Lector dr. OVIDIU DRAGASTAN

Paleontologia este știința ce studiază plantele și animalele păstrate în diferite roci sau formațiuni, încă de la apariția lor, din Precambrian și până astăzi. În marea majoritate a cazurilor acestea sînt reprezentate, atît prin fragmente scheletice cît și prin cochilii sau schelete conservate în întregime.

Termenul de *paleontologie* a fost creat din unirea cuvintelor grecești *palaos* = vechi și *onta* = ființe, deci știința despre ființele vechi sau care au trăit în trecutul geologic al Pămîntului.

În contextul dezvoltării științelor din paleontologie s-au desprins *paleobotanica* și *paleozoologia*. *Paleobotanica* se ocupă cu studiul resturilor de plante fosile, talofite și cromofite întîlnite în trecutul geologic al Pămîntului.

O altă ramură, *micropaleontologia*, studiază organismele fosile de talie microscopică cum sînt: Radiolari, Foraminiferele, Ciliatele (Calpionele) și Ostracodele.

Legată intim de paleobotanică, dar mai ales de perioada de identificare a noi zăcămintele de petrol și cărbune, s-a individualizat o nouă disciplină *palinologia* sau mai exact *paleopalinologia*. Termenul de palinologie derivă de la grecescul *Palunein* care înseamnă a răspîndi un praf sau o pudră. În latină termenul de *Pollen* are un sens apropiat. Cu alte cuvinte *paleopalinologia* se ocupă cu studiul sporilor și polenului fosil, produși de plante în timp geologic și păstrați cu predilecție în roci fine, pelitice de tipul argilelor, în cărbuni, turbă, sare sau în apele de zăcămint.

1. RELAȚIILE DINTRE PALEONTOLOGIE ȘI ALTE ȘTIINȚE APROPIATE

Paleontologia ca știință are o poziție bine definită între două domenii: Geologie și Biologie (fig. V. 1). De geologie este legată prin biostratigrafie, petrologie sedimentară și faciologie sau știința faciesurilor. Toate, prin paleontologie, concură la determinarea vîrstelor unor formațiuni cu ajutorul fosilelor, precum și la caracterizarea faciesurilor, biofaciesurilor și microfaciesurilor din anumite bazine sedimentare. Fără cunoașterea diferitelor tipuri de fosile nu se pot reconstitui paleomediile din unele bazine propice acumulării de substanțe minerale utile și nici interpreta ciclurile de sedimentare. În acest context paleogeografia și paleoclimatologia nu pot realiza interpretări, decît în strînsă legătură cu paleontologia.

Cu biologia, paleontologia are relații directe prin botanică (fitogeografie) și implicit paleobotanică pentru interpretarea și descrierea plantelor din trecut, iar cu zoologia pentru descifrarea și cunoașterea micro — și macrofosilelor din cadrul regnului animal. De asemenea, paleontologia are relații directe și indirecte cu chimia și paleobiochimia, cu fizica și astronomia, în vederea determinării vîrstelor absolute ale formațiunilor sau a paleomagnetismului, a temperaturilor, precum și a bioritmurilor „citite” pe scheletele nevertebratelor fosile (stabilirea lungimii zilei, mișcarea sateliților etc.).

Arheologia utilizează fosilele în stabilirea vîrstelor diverselor culturi, din paleolitic, și neolitic, iar medicina prin *paleopatologie* studiază boli, traumatisme și malformații întîlnite la unele dintre organismele fosile (la Scaphopoda—g. *Dentalium*; la Echinoidea—g. *Scutella*; la Mamifere (g. *Ursus* și g. *Diceros*) și la plantele fosile.

Urmele fosile de activitate organică, păstrate în diferite roci, sînt studiate de *palichnologie*. Relațiile între structurile biogene și anumite procese ce se produc după moartea organismelor au fost sintetizate de Frey în schema din fig. V. 2.

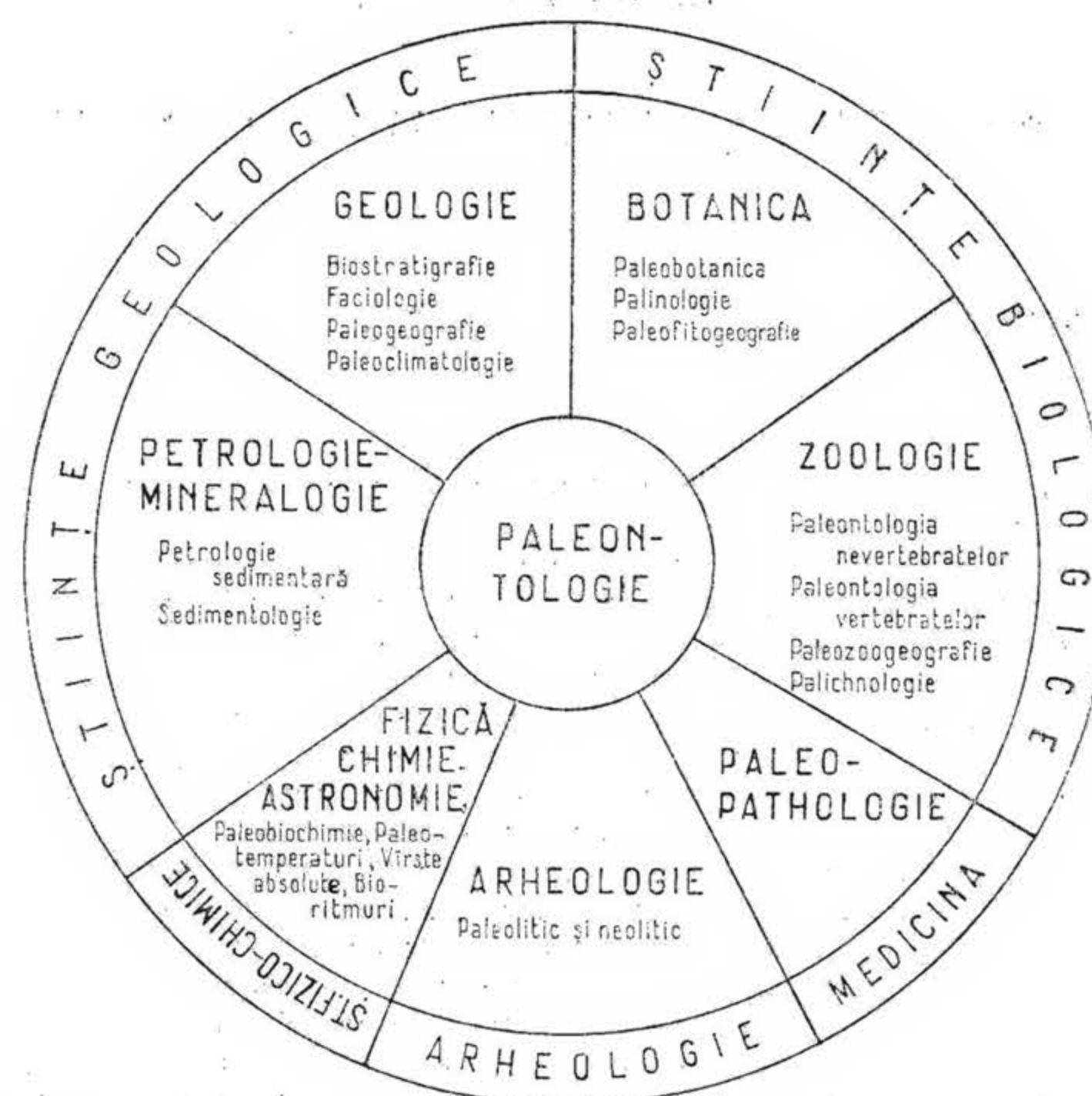


Fig. V.1. Paleontologia și relațiile cu alte științe (după E. Thenius, 1976 modificat).

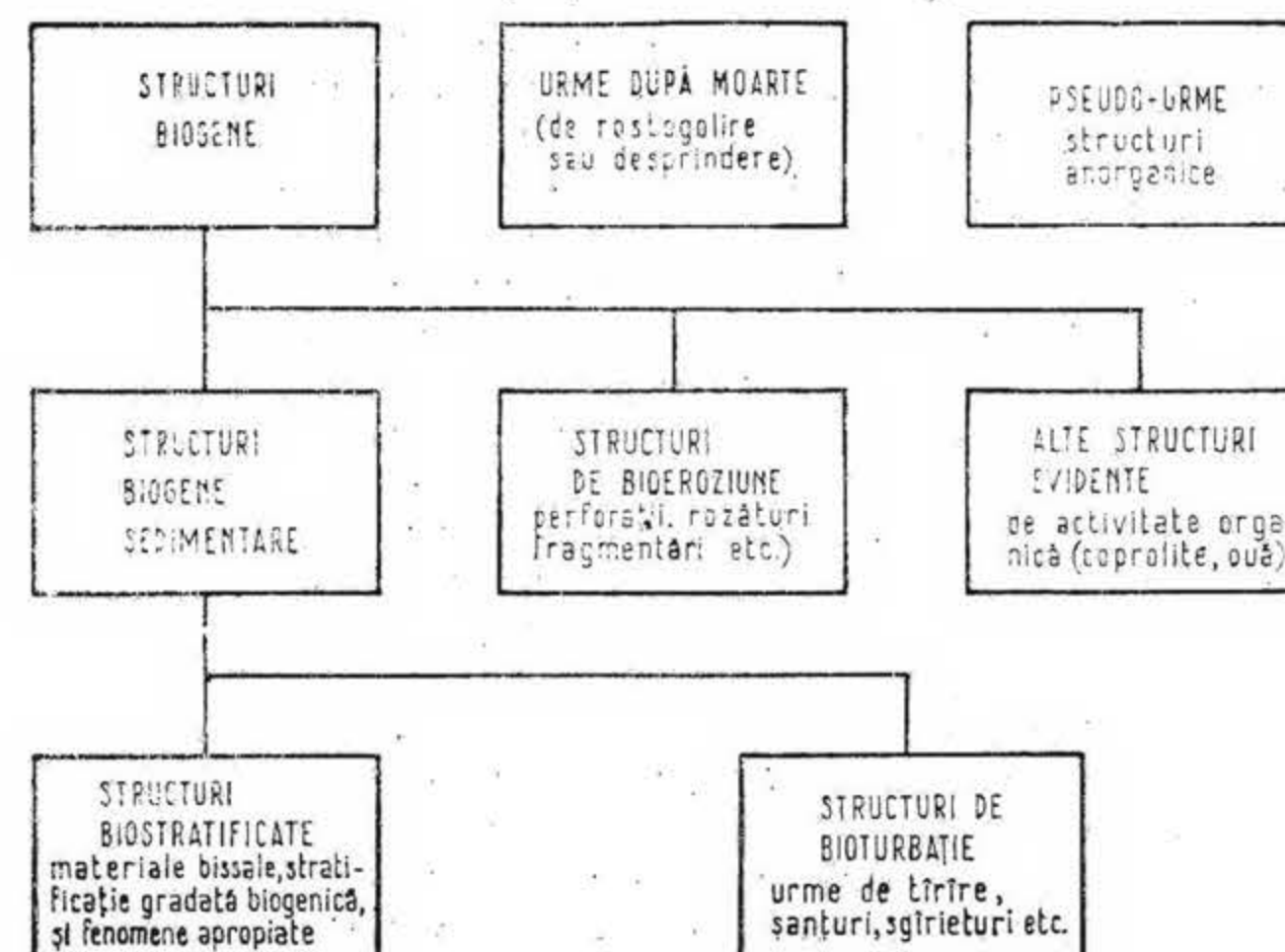


Fig. V.2. Principalele relații între structurile biogene și unele fenomene apropiate (după Frey, 1971).

2. FOSILELE ȘI PROCESUL DE FOSILIZARE

2.1. FOSILE

Termenul de *fosil* derivă de la cuvântul din limba latină *fossilis*, care înseamnă a se extrage ceva din pământ prin săpare.

Fosilele reprezintă resturile scheletice, cochiliile și urmele de activitate a diferitelor organisme, plante și animale păstrate cu predilecție în formațiunile sedimentare. În sens limitativ, prin fosil înțelegem orice rest scheletic din corpul unui organism. De regulă, detaliile de structură și morfologie se păstrează fără ca materialul original să sufere schimbări profunde, chiar și atunci când intervin o serie de procese mecanice sau chimice. Se conservă mai ales părțile tari ale scheletului, cochiliile, osoase, dinții, lemnele, frunzele, fructificațiile, sporii și polenul. De multe ori, fosilele sunt reprezentate doar prin impresiuni în rocă, materialul organismului fiind dizolvat subsecvent.

O altă categorie de fosile o reprezintă *urmele de activitate* ale organismelor. Această categorie de fosile nu reflectă direct organizarea morfologică a organismelor care au produs urmele. Aici includem: a — ouăle și produsele asemănătoare; b — cuiburile și tuburile aglutinate; c — urmele de pași și alte impresiuni ale altor părți ale corpului (de ex. urmele de masticție, de dentiție); d — coprolite și alte resturi ingerate, excremente fosile; e — perforații în cochilii, în roci, lemne și pe frunze (perforațiile produse de spongieri, de gastropode și de bivalve pot fi identificate ca și urmele de „atac” ale insectelor și ciupercilor pe lemne și frunze fosile) și f — urmele de tirire, șanfurile și canalele săpate în sedimentele moi și conservate ulterior prin consolidarea acestora. Acestea din urmă au fost incluse în categoria de *ichnofosile*. Sunt rare cazurile când se poate identifica animalul care le produce, dar prezența lor într-o secvență litologică sugerează multe informații privind paleo-mediul și tipul de activitate a faunei de fund în timpul sedimentării.

Tot în categoria urmelor de activitate sunt cuprinse și moleculele biogenice identificate în unele roci precambriene ce dau informații asupra evoluției lumii organice la nivel molecular. În sedimentele fosile au mai fost separați: compuși ai carbonului, aminoacizi, porfirine, carbohidrați și hidrocarburi. În marea lor majoritate aceștia indică originea biogenă a produselor, dar fără a se putea preciza un anumit grup de organisme.

Descoperirea fosilelor a dus la premiza importantă că unele roci sau strate sedimentare din bazine apropiate, indiferent de facies (izopic sau heteropic), pot conține aceleași fosile sau urme de viață. Astfel s-a ajuns la concluzia că rocile sau strate care le încorporează s-au depus în același interval de timp și sunt *sincrone*.

În marea lor majoritate, fosilele constituie un bun criteriu de corelare a diferitelor formațiuni, la mari distanțe, a condițiilor de formare, știut fiind faptul că după flora și fauna fosilă pot fi separate depozitele litorale, lagunare, neritice sau bazinale, mlăștinoase și lacustre — continentale. S-a observat că, în timp, într-o succesiune pe verticală, fosilele nu sunt la fel, pot să aparțină la grupe diferite, ca urmare a evoluției în timp dar și a adaptării lor perpetue la noile condiții de mediu dintr-o anumită perioadă. Nu pe toată grosimea unor depozite întâlnim fosile, unele sunt cantonate la anumite nivele, altele sunt transportate de curenții marini la mari distanțe sau sunt remaniate din depozite mai vechi. Toate aceste precizări pot fi elucidate numai prin studiul amănunțit al fosilelor și bine înțeles al faciesurilor și biofaciesurilor.

2.1.1. VALOAREA STRATIGRAFICĂ A FOSILELOR

După valoarea stratigrafică a fosilelor distingem două categorii:

Fosile caracteristice ce cuprind organisme cu interval scurt de evoluție, uneori la nivel de etaj, epocă sau perioadă și cu mare areal de răspândire geografică.

Din regnul animal enumerăm câteva grupe de fosile caracteristice: *trilobiții* în special pentru Cambrian; *graptoliții* pentru Ordovician — Silurian; *amonoideele* dintre cefalopode cu trei subgrupe: *goniatiti* pentru Devonian — Carbonifer; *ceratiții* pentru Permian-Triasic, *amoniții* pentru Jurasic și Cretacic și *numuliții*, foraminifere calcaroase, caracteristice pentru Paleogen sau Nummulitic (denumire veche dată acestei perioade după dezvoltarea predominantă a acestor macroforaminifere de talia unor bănuți — nummus) (fig. V. 3). De asemenea, din regnul vegetal pot fi citate alge: grupul *Acrutarcha* pentru Proterozoic și Silurian; *Dinophyceae* (Jurasic-Cretacic — Paleogen); *Coccolitoforidele* sau nannoplantonul (Jurasic — Căinozoic); *Dasycladaceele* (Devonian — Carbonifer, Triasic — Cretacic, Miocen) și cormofite: *Psilofitale* pentru Devonian, *Licofitele* pentru Carbonifer — Permian, în special genurile *Lepidodendron* — *Sigillaria*; *ferigile* și

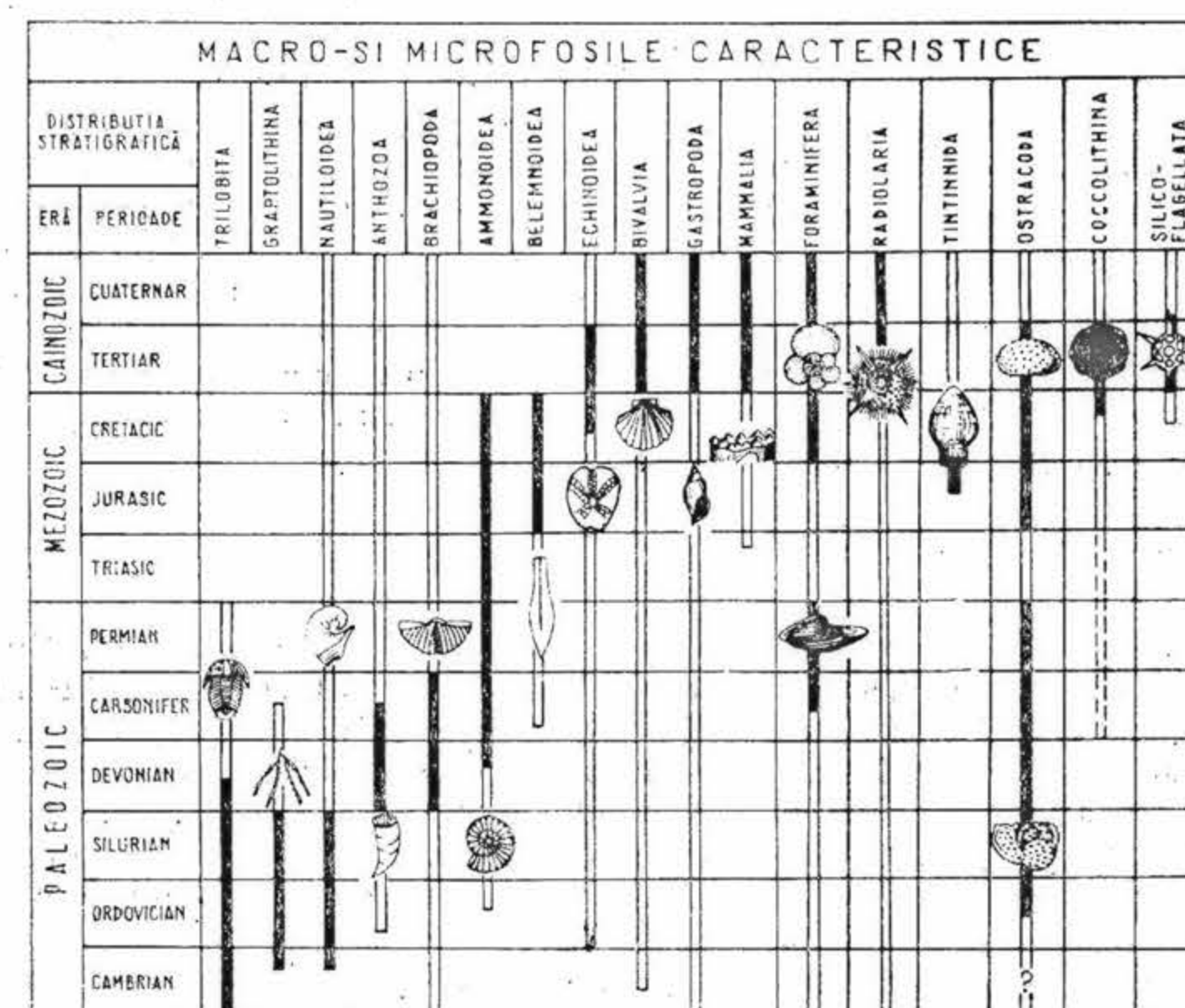


Fig. V.3. Principalele grupe de macro- și microfosile caracteristice pentru Fanerozoic (după E. Thenius, 1976).

gimnospermele pentru Mezozoic și *angiospermele* sau plantele cu flori pentru Cretacicul superior și Neozoic.

Fosile de facies sunt organisme ce caracterizează anumite biotopuri sau faciesuri dezvoltate în anumite areale, sub influența unor factori favorabili cum ar fi temperatura,

salinitatea. S-a constatat că aceste fosile nu sînt buni indicatori de vîrste pentru formațiunile ce le încorporează, deoarece se întîlnesc pe intervale de timp mari, respectiv ere. Dintre fosilele de facies menționăm: corali (Coelenterate), organisme constructoare care încă din Silurian și Devonian au format recifi de corali (Tetracorali). În Mezozoic și Cainozoic un rol important în formarea recifilor l-au avut Hexacorali. Prezența corailor indică adîncimea de formare a depozitelor, temperatura apelor și climatul.

Dintre bivalve, Ostreidele trăiesc pe funduri stîlcoase din regiunea litorală, fără a avea importanță stratigrafică deoarece se întîlnesc pe intervale largi de timp. Dacă fosilele de facies nu precizează vîrste, ele sînt *buni indicatori de mediu*.

Fosilele pentru geologul prospector reprezintă *cronometrii geologice* în sensul larg al cuvîntului.

Sucesiunea fenomenelor geologice, apariția sau dispariția grupelor de organisme ca urmare a adaptării la condițiile de viață, a dus la stabilirea scării geocronologice a timpului, cu ere, perioade, etaje, subetaje și chiar zone.

Zona este o unitate de bază larg utilizată în biostratigrafie, în sens descriptiv dar și interpretativ. În sens descriptiv, zona definește un pachet de strate caracterizate printr-o asociație de taxoni (specii) sau numai de un taxon, element cu valoare temporală. În general, zonele stabilite pe baza unui sau mai multor taxoni se numesc *biozone*.

În sens interpretativ, zona se definește în funcție de taxonul sau asociația de taxoni utilizată sau de alegerea momentelor de apariție și dispariție a taxonului respectiv.

Biozonele, după asociațiile de taxoni sau după caracterele evolutive ale acestor taxoni, au fost împărțite în conformitate cu Codul de nomenclatură biostratigrafică în: *acozona* sau zonă de extindere pe verticală, luînd în considerație momentul de apariție sau de dispariție a taxonului, definind cele două limite ale zonei, inferioară și superioară; *zona de asociație* sau *cenozona* cuprinde unul sau mai multe strate caracterizate prin toată asociația fosilă, dar este diferită de asociația din stratele inferioare și superioare; *acmezona* corespunde cu dezvoltarea maximă a unui taxon la un moment dat, dar fără a se ține seamă de extensiunea acestuia pe verticală și *filozona* cu extindere limitativă ce cuprinde mai mulți taxoni corespunzători unei linii filogenetice de grup.

2.1.2. INDEX FOSIL

Termenul de index fosil corespunde unei specii dintr-o asociație de indivizi, abundentă și distinctă, dar cu un interval de timp evolutiv mai mult sau mai puțin limitat și o distribuție geografică largă. Cea mai dificilă problemă este alegerea speciei care să îndeplinească atributele indexului fosil. Alegerea este legată direct de mărimea intervalului stratigrafic și de condițiile variate de paleomediul dintr-un bazin de sedimentare. Multe din fosilele index au apariții „bruste” și rareori cu posibilități de descifrare a unei sușe sau a liniilor evolutive. De exemplu *Macrocephalites macrocephalus* (amonit) este un index fosil pentru subetajul Callovian inferior.

De multe ori se folosește concepția prin care abundența în indivizi a unei specii sau în specii a unui gen la un anumit interval are o mare importanță temporală, deci stratigrafică. În aceste cazuri nu este vorba de evoluția unui gen sau a unei specii, ci de o maximă înflorire sau dezvoltare în indivizi, dar fără importanță temporală. Maximele de înflorire apar în anumite condiții și în unele bazine marine, valoarea lor în corelare fiind mai mult locală decît globală. Fazele de înflorire sînt determinate de anumiți factori (hrană, temperatură, salinitate), de mediu, favorabili dezvoltării. Schimbarea bruscă a unuia din factori va duce la stingerea în masă a unei populații, după care urmează o sedimentare lentă și apariția maximelor locale sau regionale, aceste din urmă repere mai mult sau mai puțin corelabile.

2.2. FOSILIZAREA

Fosilizarea corespunde totalității proceselor abiotice, fizico-chimice și biotice, ce au contribuit la păstrarea resturilor scheletice de la organisme, plante sau animale. Pentru a se fosiliza, organismele trebuie să parcurgă o serie de faze ce au avut loc post-mortem, pînă ajung în sediment și apoi să se păstreze în rocă sub formă de fosile. De regulă, pentru a se conserva, organismele trebuie să prezinte părți tari (schelet, cochilie, trunchi, frunză). După moarte părțile moi ale organismului suferă un proces de descom-

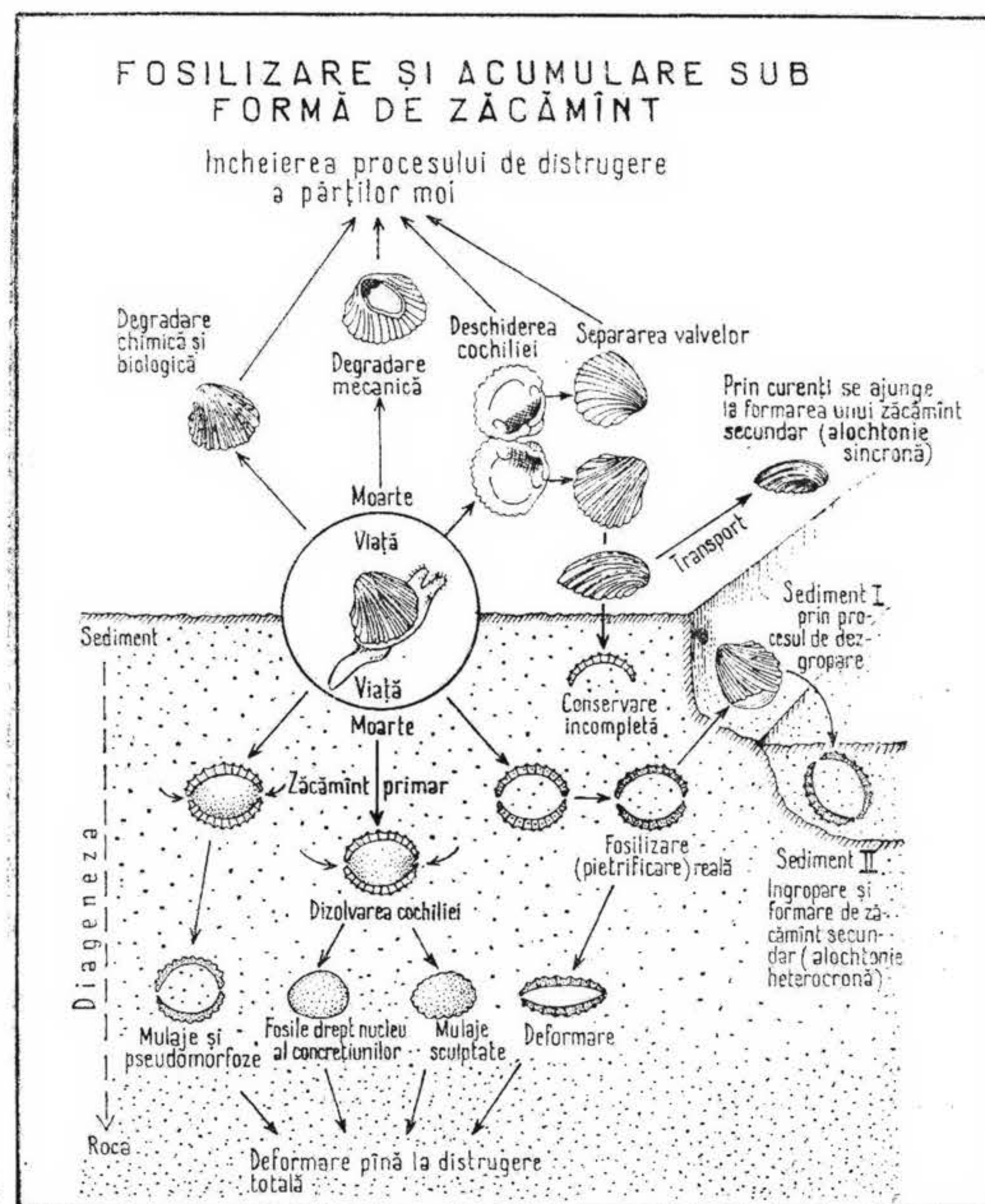


Fig. V.4. Schema procesului de fosilizare și acumulare a fosilelor sub formă de zăcămînt (după E. Thenius, 1976).

punere chimică, biologică și mecanică. În urma acestei degradări, cochilia suferă o deschidere a valvelor, apoi are loc separarea acestora, ajungându-se în final să fie sau nu îngropate în sedimente (fig. V. 4). Unul din factorii ce influențează direct conservarea este îngroparea în sedimente. Aceasta trebuie să aibă loc rapid, astfel încât scheletul să nu intre în contact direct cu oxigenul, agent distructiv foarte puternic. Prin îngropare în sedimente, fosilele pot forma un zăcămint *primar*, numai atunci când acumularea acestora s-a produs pe locul unde au murit. În momentul când fosilele suferă un transport, zăcămintul cu fosile se numește *secundar*. Dacă transportul s-a produs împreună și în aceleași sedimente *fosilele sunt alohton sincrone*. În schimb, dacă fosilele împreună cu sedimentul au fost îngropate în formațiuni mai noi, este vorba de o remaniere, ceea ce va duce la formarea unui zăcămint cu *fosile alohton heterocron*. În timpul diagenzei cochiliile pot fi dizolvate, deformate sau să formeze nuclee pentru structurile concreționare. Cochiliile dizolvate complet rămân sub formă de tipare sau mulate cu ornamentația imprimată în rocă.

2.2.1. FOSILIZAREA PLANTELOR

Trebuie de la început să arătăm că fosilizarea resturilor de plante, în raport cu cea a resturilor de la animale, reprezintă un proces cu totul excepțional. La fosilizarea unei plante concurează mai mulți factori, primul fiind chiar restul în cauză. Raritatea zăcămintelor cu plante fosile este determinată de finețea resturilor de plante, de rapiditatea îngropării acestora și de granulometria sedimentului. În marea lor majoritate, plantele caracterizează faciesurile continentale, lacustre, mlăștinoase și paralice.

De la plante se păstrează părți megascopice — trunchiuri, ramuri, rizomi, frunze, semințe, conuri și părți microscopice — țesuturi, cuticule, spori, polen. Frunzele și fructificațiile se păstrează prin *compresiuni*. Acestea conțin un film cărbunos ce păstrează toate detaliile morfo-structurale. Alteori, toată materia originală a frunzelor este înlocuită prin oxidare, frunza păstrând doar un tipar sau o impresiune clară dispusă în planul de stratificație, pe argile și marne. Gradul de păstrare a detaliilor la un rest vegetal este influențat direct de mărimea particulelor sedimentului. Cele mai bune medii de conservare pentru plante sunt rocile pelitice de tipul argilelor și marnelor.

În Paleozoic, conservarea resturilor de *Lepidodendron*, *Sigillaria* și *Calamites* s-a făcut cu predilecție pe argile fine, de culoare neagră sau pe sisturi argiloase de natură non-marină, asociate depozitelor cu cărbuni. Depozitele de cărbuni autohtoni, limnici (de origine continental-lacustră) se pot distinge de cărbunii paraliți sau alohtoni după modul de conservare a resturilor de plante. Primele formează orizonturi înmlăștinate, cu resturi de plante, rădăcini sau chiar arbori în poziție de creștere (exemplu mlaștina uscată cu *Sequoia* din bazinul Petroșani), în timp ce depozitele paralițe conțin strate de cărbuni, argile cu plante și intercalații de calcare și gresii cu faună marină.

Începând cu Mezozoicul și în Neozoic, fosilizarea resturilor vegetale s-a făcut pe toată gama de roci sedimentare, de la argile, marnocalcare, gresii și calcare cretoase. Cel mai bun mediu conservant pentru plante este argila de origine continental-lacustră, de culoare închisă, bogată în materie organică (spori-polen), intercalată între stratele cu cărbuni. Astfel, în depozitele paralițe din Liasicul de la Codlea — Vulcan conservarea resturilor de ferigi, cicadofite și gingkofite s-a produs pe argile și gresii argiloase. Acolo unde predomină gresiile, plantele sunt slab păstrate. S-a constatat că orizonturile din coperiș, formate din alternanțe de argile și gresii sau gresii și argile refractare, păstrează bine impresiunile sau compresiunile de plante. Într-o secvență formată din gresii și argile cu cărbuni, argilele situate deasupra stratului de cărbune conservă frecvent resturi de

plante (fig. V. 5). Straturile dintre sau de sub cărbune nu păstrează decît rar resturile de plante. Alte medii bune de conservare a plantelor fosile sînt: piroclastitele fine, gresiile tufacee și chiar tufitele vitritice. Alteori, plantele se păstrează și în concrețiuni sau „coal-balls” asociate cărbunilor, ele formînd nucleul acestora.

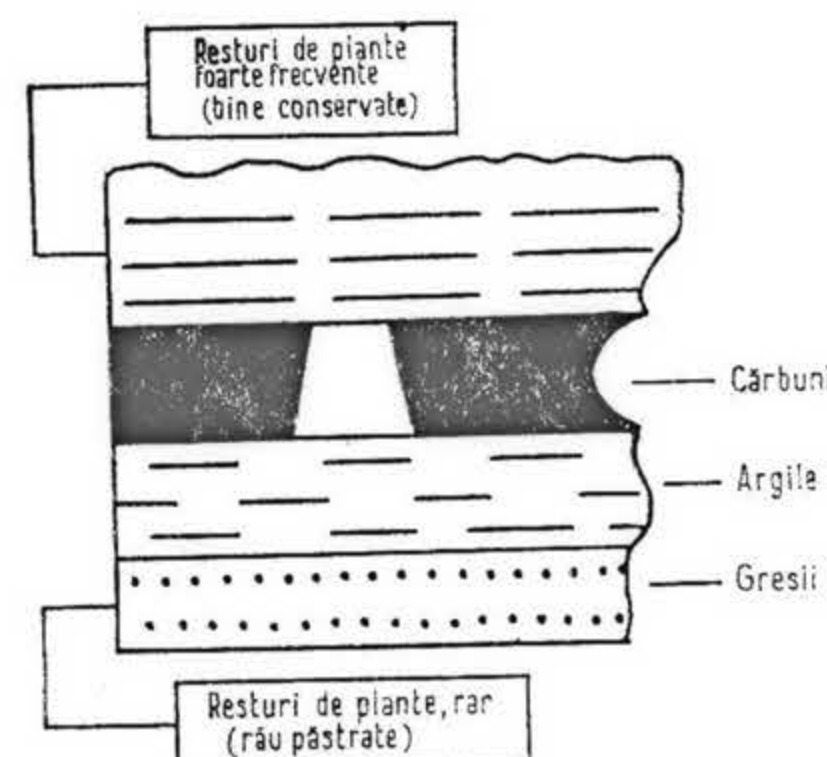


Fig. V.5. Conservarea plantelor într-un depozit cu cărbuni:

Dintre procesele de fosilizare întâlnite la plante enumerăm:

— *incrustarea* cu carbonat de calciu are loc în lacuri sau în apropierea izvoarelor cu ape bicarbonatate, prin precipitarea carbonatului pe resturile de plante întâlnite pe parcurs. Astfel se păstrează în special frunze și fructificații. Calcarele formate în urma acestui proces sînt prevăzute cu goluri și se numesc *travertine*. La Borsec, flora pliocenă s-a conservat și pe travertine formate prin procesul de incrustare;

— *conservarea* se produce în anumite medii minerale. Un astfel de mediu este *chihlimbarul* (rășina fosilă sau succinitul lui Mrazec). În rășina fosilă de la Colți (județul Buzău), de vîrstă oligocenă, s-au păstrat spori, polen, insecte;

— *mineralizarea* este un proces desîntîlnit, datorită circulației diferitelor soluții în timpul transportului și îngropării resturilor de plante în sedimente. Are loc un proces de epigeneză — înlocuire a substanței inițiale, celulozice, cu o substanță minerală stabilă, de regulă silicea. Prin acest proces se păstrează frecvent rădăcini, trunchiuri și ramuri. În secțiuni subțiri, orientate, se studiază țesuturile vegetale, forma celulelor, traheidele, areolele etc. permițînd în final identificarea genetică și specifică a acestora;

— frunzele se păstrează adesea prin *compresare*, cînd acestea suferă un proces de incarbonizare, devenind închise la culoare. Incarbonizarea are loc în lipsa oxigenului, sub acțiunea bacteriilor anaerobe. Aceste bacterii descompun țesuturile vegetale de natură celulozică. Procesul este cu alte cuvinte un proces de îmbogățire în carbon ce are loc prin creșterea temperaturii, presiunii și metamorfismul materiei vegetale. Metamorfismul resturilor vegetale se produce prin pierderea umidității inițiale și ulterior prin creșterea cantității în carbon. Pe timpul desfășurării procesului, proporția elementelor componente — C, O, H, N, S se schimbă continuu, conținutul în C este în creștere în raport cu O și H în scădere. Acest proces stă la baza formării diferitelor tipuri de cărbuni (huile lignit, turbă). De asemenea, frunzele se păstrează și sub formă de *impresiuni*, la care, substanța originală este înlocuită complet. La aceste impresiuni caracterele morfologice (nervațiunea) se conservă destul de bine.

2.2.2. FOSILIZAREA RESTURILOR DE ANIMALE

Resturile ce provin de la animale se păstrează mai frecvent deoarece sînt reprezentate prin părți dure, mineralizate. Ca și la plante, există anumite medii propice fosilizării și anume:

— *gheața fosilă* conservă în stare aproape naturală organisme întregi, așa cum se cunosc mamuții (*Mammuthus primigenius*) din Siberia. Păstrați în întregime, cu carne și oase s-a putut studia învelișul păr și conținutul stomacal;

— *ozocherita* țitei parafinos oxidat, a fost un mediu bun de conservare pentru *Rhinoceros tichorinus* (rinocer) întâlnit într-un lac din apropierea localității Starunia (Polonia), din Carpații orientali;

— *mumifierea* apare în regiunile uscate și calde, unde organismele după moartea lor se mumifică prin deshidratare. Prin acest proces s-au conservat reptilele gigantice și amfibienii în Mezozoicul din America de nord;

— *mineralizarea* se întâlnește cu predilecție printre moluște, echinoderme și vertebrate. Cochiliile sau oasele sînt de regulă poroase, astfel încît apa bogată în carbonați se infiltrează prin pori, acestea devenind compacte și omogene. Mineralizarea prin epigeneză se cunoaște la amoniți. Aceștia pot fi piritizați, limonitizați și fosfatizați. Nucleul unor concrețiuni este reprezentat prin resturi de amoniți, crustacei, pești și dinți de reptile;

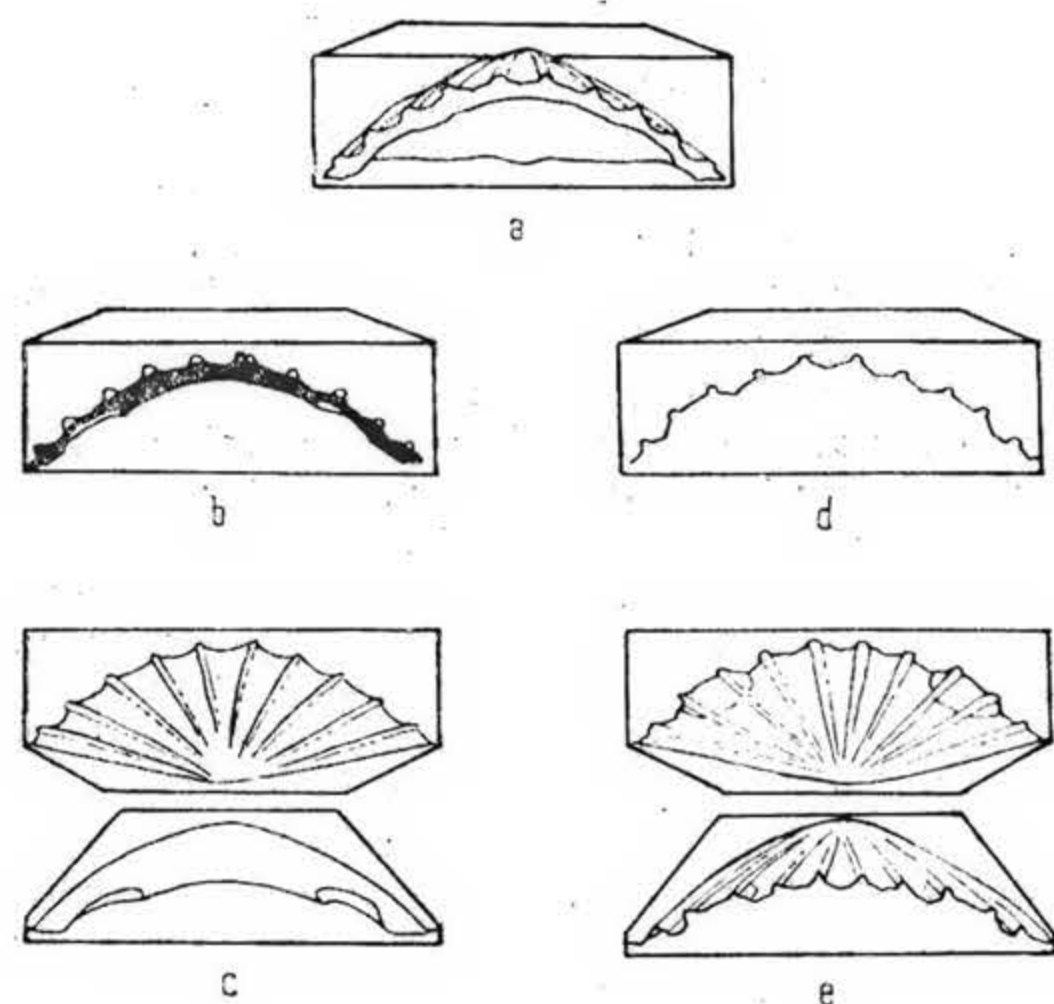


Fig. V.6. Tipuri de mulaje (după M. Alester, 1962):

a — secțiune schematică într-o cochilie îngropată în matrice; b — dizolvarea cochiliei prin soluții și păstrarea mulajului în matrice; c — mulaj intern la care se pot observa și impresiunile musculare; d — suprapunerea mulajului intern și extern determină mulajul compus; e — mulaj compus: blocul superior are imprimate caracterele negative ale cochiliei, iar cel inferior caracterele pozitive ale cochiliei.

— *mulajele* sînt tipare interne sau externe ale resturilor de organisme păstrate în diferite tipuri de sedimente. Acest mod de fosilizare se întâlnește la gasteropode, bivalve brachiopode, cefalopode și echinoderme, la care cavitățile interne sînt umplute cu material sedimentar (marno-calcare, calcare, argile). Cochilia în acest caz nu se mai păstrează, deoarece este înlocuită pînă la dizolvare. Pe mulajele interne sînt imprimate caracterele interne ale cochiliei (fig. V. 6, c). Dacă cochilia prezintă pereții subțiri ca la unii amoniți mulajul intern prezintă o imagine destul de clară și a caracterelor externe ale cochiliei. Cînd se păstrează morfologia externă a cochiliei mulajele sînt externe. De multe ori, datorită unor deformări produse în interiorul straturilor, mulajul intern poate să se suprapună pe cel extern, determinînd mulajele sculptate (fig. V 6, d, e). Dacă sedimentele rămîn încă plastice, în timpul cînd cochiliile sînt pe cale de dizolvare, golurile sînt închise prin presiune, formînd un mulaj compus. Mare parte din urmele fiziologice (urme de pași, de tirire sau de îngropare) se păstrează în întregime sub formă de mulaje.

3. EVOLUȚIA GRUPELOR BIOLOGICE ÎN TIMP GEOLOGIC

În cadrul procesului de evoluție biologică se separă o serie de etape denumite de G. L. Stebbins (1969) *nivele noi sau trepte de organizare complexă*, ce corespund unor faze principale de tranziție de la organismele microscopice la cele cu organizare megascopice. Dacă apariția metazoarelor nu poate fi așa de bine explicată la limita Proterozoic/Cambrian, evoluția metafitelor (a plantelor) a fost bine urmărită și corelată cu etapele de tranziție de la nivelul microscopic la nivelul megascopice. Urmărirea acestui proces evolutiv a permis desprinderea următoarelor concluzii:

— tipurile planctonice eucariote (cu nucleu protejat de membrană) au derivat din organisme procariote (fără nucleu individualizat acoperit de membrană) cu mult înainte de 1,3 miliarde de ani. Cele mai vechi eucariote erau organisme haploide (cu număr redus de cromozomi), alge sexuate cu înmulțire de tip mitotic (diviziune celulară);

— algele eucariote sexuate, cu alternanță de generații diploide sau haploide (cu 2n cromozomi — diploide), au apărut acum 1 miliard de ani (fig. V. 7). Apariția ciclului sexuat haploid dominant a permis creșterea diversității și a ratei evolutive la eucariotele din Precambrianul superior, sexualitatea funcționînd ca un „filtru evolutiv” ce a creat premisele apariției organizării megascopice;

— diversificarea eucariotelor (plante și animale) sexuate din Precambrianul superior va duce la apariția protistelor heterotrofe pelagice în mediul acvatic, din care în intervalul 700 — 800 milioane de ani vor apare Eumetazoarele primitive. Acestea erau de talie mică, cu corpul moale, pelagice și trăiau pe seama fitoplanctonului (alge). Acum 650 milioane de ani, Eumetazoarele populau fundul mediilor marine, puțin adînci, oxigenate, împreună cu metafite (plante) și metazoare avînd deja poziția dreaptă;

— la sfîrșitul Precambrianului apar organismele cu părți tari (cu cochilii sau schelet), cu morfologie diversă, mai mult sau mai puțin concurente între metafite și metazoarele de astă dată bentonice.

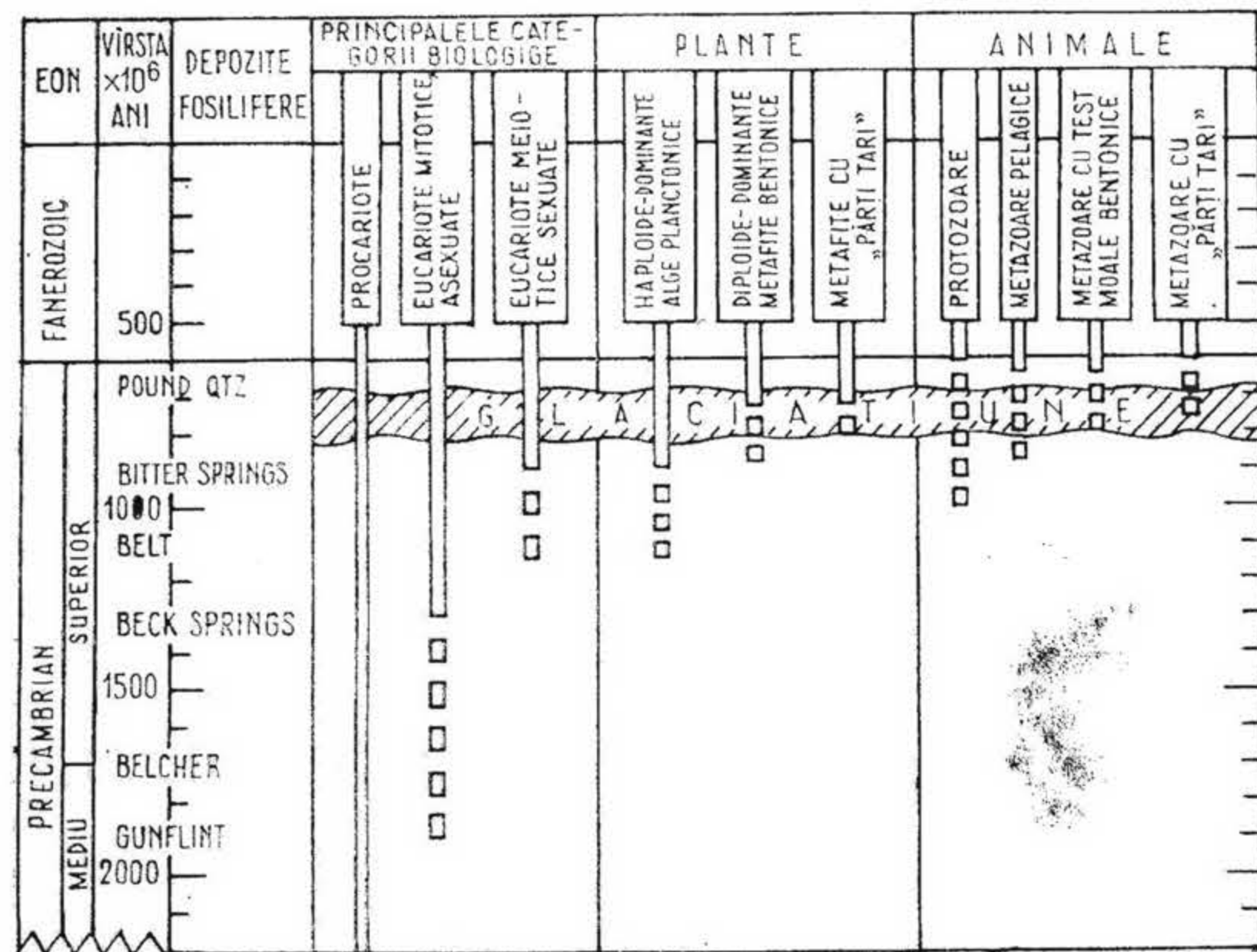


Fig. V.7. Distribuția diferitelor grupe biologice începând din Precambrian și nivelele de trecere de la organizarea microscopică la organizarea megascopă (după Schopf, Haugh, Molnar & Satterthward, 1973).

4. ELEMENTE DE PALEONTOLOGIE VEGETALĂ (PALEOBOTANICĂ)

Regnul vegetal se împarte în două unități mari: *Talofite* (Thallophytae) sau plante inferioare și *Cormofite* (Cormophytae) sau plante superioare.

Din punct de vedere evolutiv regnul vegetal prezintă 4 etape mai importante:
1) etapa *Prototrofite* (*A. Karyonta* = *Procariota*) cuprinde plante cu organizare primitivă, simple, unicelulare, fără nucleu bine diferențiat din încrângăturile *Bacteriophyta* și *Cyanophyta*;

2) etapa *Eutrofite* *C. Karyonta* = *Eucariota*) include plante mai evoluate din punct de vedere morfo-structural, cu tal uni- sau pluricelular, autotrofe și heterotrofe. Fac parte încrângăturile: *Chrysophyta*, *Bacillariophyta*, *Dinophyta*, *Chlorophyta*, *Charophyta*, *Phaeophyta*, *Rhodophyta*, *Nematophyta*, *Mycophyta* și *Lichenophyta* (fig. V. 8);

3) etapa *Arhegoniale* este formată din plante cu aparat vegetativ de tip corm cu frunze, tulpină și rădăcină având țesuturi diferențiate. Fac parte încrângăturile: *Bryophyta* și *Pteridophyta*. Organul caracteristic plantelor din această etapă este *arhegonul* (organ sexual femel) prin fecundarea căruia se formează oul sau zigotul;

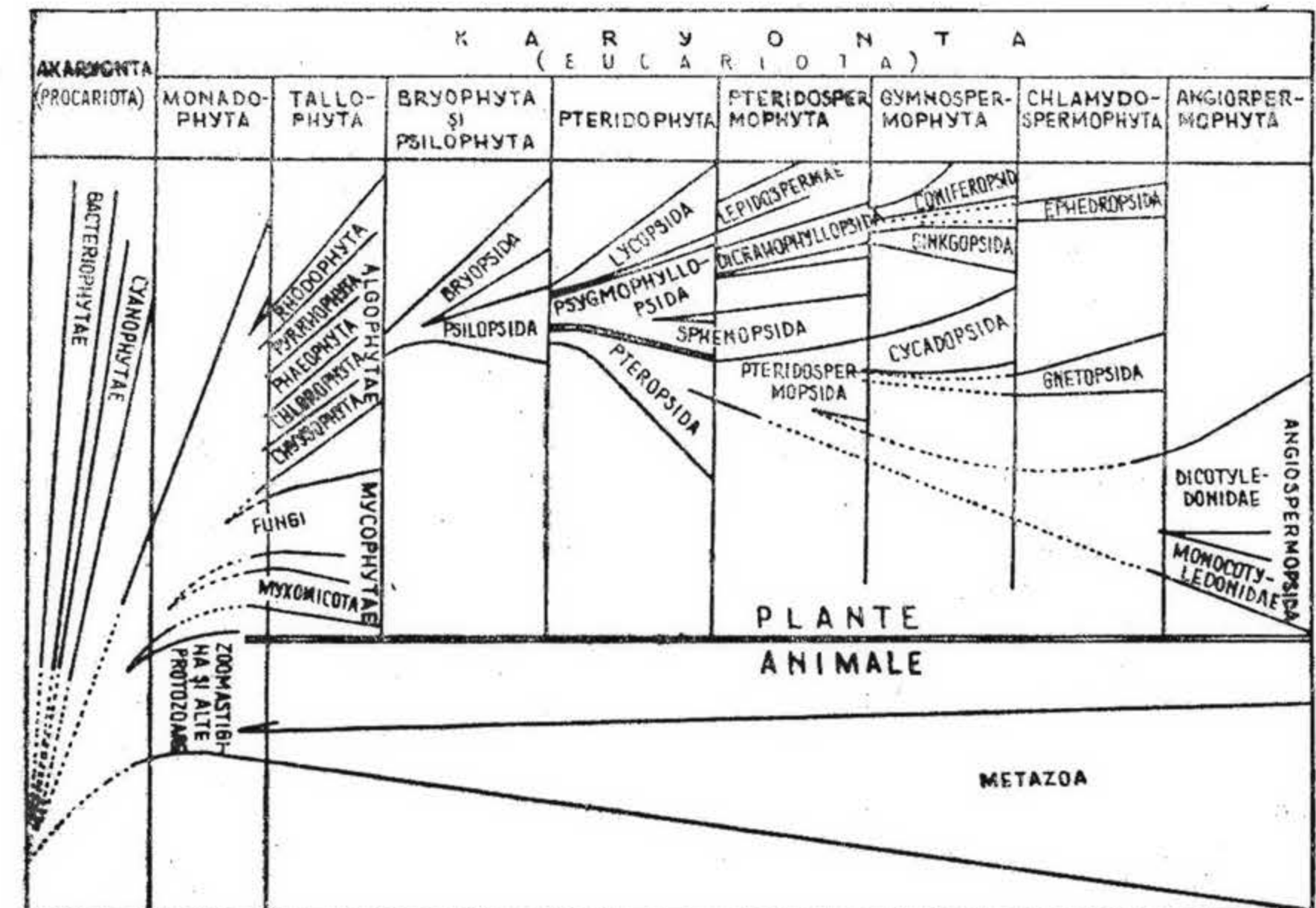


Fig. V.8. Evoluția regnului vegetal și animal pe unități sistematice mari (după F. Nemejc, 1959).

4) etapa *Spermatofite* reprezintă treapta cea mai evoluată din cadrul regnului vegetal. Plantele au un organ nou, *sămînța* provenită din ovul după fecundare și care conține embrionul. Se numesc și *anthofite*, deoarece organele de reproducere sînt conținute în floare. Gameții masculi fecundază oosfera prin tubul polinic. Răspîndirea acestor plante se face prin sămînța ca și pr n grăuncioarele de polen (gameții masculi). Se includ încrângăturile: *Gymnospermatophyta* și *Angiospermatophyta*.

4.1. THALLOPHYTAE (ALGE)

4.1.1. ÎNCRENGĂTURA BACTERIOPHYTA (BACTERII)

(Precambrian inferior — Actual)

Clasa Bacteriophyceae cuprinde plante simple, unicelulare, fără nucleu individualizat, cu sau fără pigment clorofilian. Sînt heterotrofe și autotrofe. Dimensiunile celulelor

sînt de ordinul micronilor (1—5 microni). Celulele au forme de bastonașe, spirale, de virgulă (Pl. I fig. 1). Unele sînt aerobe, folosind oxigenul din atmosferă, și altele anaerobe eliberînd oxigenul prin descompunerea substanțelor organice sau minerale. Cele autotrofe obțin carbonul printr-un proces chimic-sintetic cu eliberare de energie exotermă, ca urmare a reacției ce are loc în celulă, hrănindu-se singure.

Bacteriile fosile sînt greu de clasificat deoarece numai forma celulei este un caracter insuficient pentru o determinare singură. Au fost semnalate în seriile vechi precambriene, acum 3,8 miliarde de ani. Acest fapt demonstrează vechimea primordială a bacteriilor și de aici concluzia ca regnul vegetal stă la baza evoluției lumii organice inclusiv a celei animale. Deoarece au organizare extrem de simplă, bacteriile fosile se clasifică după tipul de depozit pe care l-au generat.

Ordinul Eubacteriales — cuprinde bacterii bacilare sau sferice (coci), heterotrofe și saprofite. Aici intră *Nitrobacteriile* ce au proprietatea de a oxida acidul azotos, fixînd azotul în celulă. Tot aici se include și *Eobacterium isolatum* (Pl. I fig. 7), bacilar, cu lungime de 0,45 microni, întilnit în depozitele relativ metamorfozate ale *Seriei de Fig Tree* (Africa de sud), a cărei vîrstă absolută este de 3,2 miliarde de ani. Un loc aparte ocupă și bacteriile saprofite care aveau proprietatea de a descompune, țesuturile vegetale ale plantelor, în special celuloza. În mlaștinile de turbă din Carbonifer și Permian, arborii de tip *Lepidodendron*, *Sigillaria* și *Calamites* au fost descompuși și transformați în cărbuni, în faza biochimică, de bacteriile *Micrococcus* (Pl. I fig. 2—3) și *Bacillus* (Pl. I fig. 4—6). Aceleași bacterii au acționat și în timpul Jurasicului sau în Oligocen.

Ordinul Ferribacteriales — include bacterii sferice, bacilare și reniforme ce au proprietatea de a transforma combinațiile feroase și manganoase, în combinații complexe ferice sau de mangan. Sînt chimiosintetice, utilizînd atît compuși minerali cît și cei organici, prin degajare de energie termică necesară metabolismului. Energia degajată variază între 94 la 353 cal. Genul *Galionella* a avut un rol important în formarea zăcămintelor de fier din Precambrianul superior;

Ordinul Thiobacteriales — cuprinde bacterii sulfuroase, reducătoare, ce se dezvoltă în ape bogate în H_2S , la un pH de 5,5—8,5 în lipsa oxigenului. Acumulări de sulf în diferite perioade au fost generate de genurile *Beggiatoa* și *Sulfomonas*.

Ordinul Calcibacteriales — bacterii bacilare ce depun carbonatul de calciu. În milurile calcaroase din regiunea Bahama (S.U.A.) s-au întilnit peste 100 de milioane de bacterii tip *Pseudomonas calcis* pe cm^3 . Precipitarea $CaCO_3$ nu se produce în medii oxigenate avînd loc în mlaștinile de tip mangrove, medii generatoare de carbonat de amoniu.

În ultimul timp, bacteriile au fost utilizate la concentrarea minereurilor cu conținuturi slabe prin metode biominerologice. Bacteriile, în acest caz, acționează asupra rocilor printr-un proces enzimatic, roca avînd rolul de „aliment” pentru bacterii. Asemenea reacții se produc în zonele de alterație ale minereurilor piritoase din regiunile cu climate calde sau temperate. Neogeneza din mediile marine demonstrează că majoritatea formațiunilor cu sulfuri metalice întilnite în miluri sînt rezultatul acțiunii bacteriene în condiții de pH și izolare accentuată.

4.1.2. ÎNCRENGĂTURA CYANOPHYTA (ALGE ALBASTRE)

(Precambrian inferior—Actual)

Clasa Cyanophyceae sau algele albastre, după pigmentul caracteristic, sînt unicelulare, cu celule izolate, filamentoase, lamelare sau globuloase. Trăiesc în toate mediile: marin, salmastru, dulceol, ape stagnante, termale.

Ordinul Chroococcales — alge primitive, sferice, cu membrană celulozică sau impregnată în $CaCO_3$. Genul *Gloecapsa* (Pl. I fig. 10—11) avea talul sferic constituit dintr-o membrană lamelar-stratigrafică, calcaroasă, Jurassic—Actual;

Ordinul Spongiostromales — alge cu structură lamelară, fixate sau libere față de substrat, numite *stromatolite*. Aceste structuri organo-sedimentare se cunosc din Precambrianul inferior și pînă astăzi. În *Seria de Belt* (America de Nord) stromatolitele au format depozite cu grosimi de 7000—8000 m. Dintre structurile fixate menționăm: grupul *Boxonia* (Pl. I fig. 9) cu creștere columnară și ramuri cilindrice bifi de constituite din lamine calcaroase, milimetrice și grupul *Baicalia* (Pl. I fig. 8) cu structuri tuberoase, subcilindrice și lamine convexe. Se cunosc din Rifean-Cambrian.

Stromatolitele libere, sferoidale, se mai numesc și *oncolite*. Sînt structuri sferice sau elipsoidale formate dintr-un nucleu central și lamine calcaroase submilimetrice. După dimensiuni se împart în: *macrooncolite* cu diametrul de 1—5 cm; *pisoconcolite*, cu diametrul între 0,2—1 mm și *microoncolite* cu diametrul sub 0,2 mm (Pl. I fig. 12).

Stromatolitele și oncolitele au fost semnalate în Trisiacul mediu și superior din Munții Pădurea Craiului și Platoul Vașcău, în Jurasicul superior (Oxfordian) de la Topalu și V. Casimcei și în Tithonicul din regiunea Cheile Bicazului.

4.1.3. ÎNCRENGĂTURA CHRYSOPHYTA (ALGE AURII)

(Silurian superior — Jurassic — Paleogen — Actual)

Alge unicelulare simple sau coloniale, prevăzute cu 1—2 flageli și nucleu diferențiat. Unele genuri sînt prevăzute cu o membrană celulozică, calcaroasă sau cu schelet intern, silicios. Pigmentul caracteristic este *ficocrisina* de culoare galben-aurie (*chrysos* — aurii) ce, maschează pigmentul clorofilian. Sînt autotrofe, fotosintetice.

Clasa Chrysophyceae cuprinde alge unicelulare, mobile, cu 1—2 flageli plasați în regiunea frontală. Celula este acoperită de o membrană formată dintr-un strat gelatinos pe care se fixează un număr mare de plăci calcaroase, circulare sau elipsoidale numite *coccolite*. Prezintă și faze cistate (imobile). Sînt planctonice, marine și ating uneori concentrații impresionante, mai ales în apele calde și temperate.

Ordinul Coccolithophoridales — alge biflagelate acoperite de coccolite. Plăcile calcaroase, păstrate, în stare fosilă, au dimensiuni foarte mici, de 5—20 microni, constituind o categorie specială de plancton și anume *nannoplancton*. Cristalele ce alcătuiesc coccolitele au pînă la o jumătate de micron. Studiul acestui grup de alge se realizează numai la microscopul electronic. S-a constatat că forma și dispoziția cristalelor în cadrul plăcii reprezintă un compromis între tendința calcitului de a forma romboedrii cu unghiuri ascuțite și puterea de a schimba această tendință de către celula vie. Piese calcaroase sînt elaborate în vacuole interne, după care sînt expulzate numai cînd creșterea plăcii este completă.

Sistematica coccolitoforidelor este artificială, deoarece în stare fosilă nu se întilnește celula în întregime sau *coccosfera*, ci plăcile calcaroase dispersate. În acest caz sistematica plăcilor se bazează pe modul de aranjare a cristalelor în cadrul coccolitului. Menționăm cîteva genuri: *Birkelundia* (Pl. I fig. 14), plăci elipsoidale cu orificiu central și inel dublu marginal (Eocen); *Nannoconus* (Pl. I fig. 15), conuri mici, calcaroase, de 12—20 microni lungime străbătuți de un canal central înconjurat de „pene” calcaroase dispuse în spirală (Silurian—Devonian—Jurasic — Cretacic) și *Discoaster* (Pl. I fig. 16—17) format din discuri circulare cu 4—20 raze, avînd marginea externă convexă, acuminată sau trunchiată (Paleogen — Pliocen).

4.1.4. ÎNCRENGĂTURA SILICOFLLAGELLATOPHYCEAE

(Cretacic inferior — Actual)

Alge unicelulare cu schelet silicios, marine și planctonice. Celula este prevăzută cu un nucleu, protoplasmă hialină și prelungiri pseudopodice așezate în zonele unghiulare ale scheletului. Au un singur flagel (Pl. I fig. 18). Sînt autotrofe și fotosintetice. Scheletul este format din baghete tubulare prevăzute cu spini. Dimensiunile scheletului de la 20—120 microni. În unele regiuni oceanice ating concentrații de peste 50 000 indivizi la un litru de apă.

Clasa Silicoflagellatophyceae — alge fosile și actuale prevăzute cu schelet intern silicios. Pentru determinarea genurilor și speciilor se iau în considerație: forma și dimensiunile scheletului bazal, forma aparatului apical, prezența și absența spinilor etc.

Ordinul Siphonotestales — schelet silicios format din baghete tubulare închise la capete. Grupul a apărut în Cretacicul inferior (Albian) și se continuă în Cretacicul superior prin genurile *Vallacerta* și *Lyracerta* (fig. V. 9). În Neozoic apar genurile: *Corbisema*

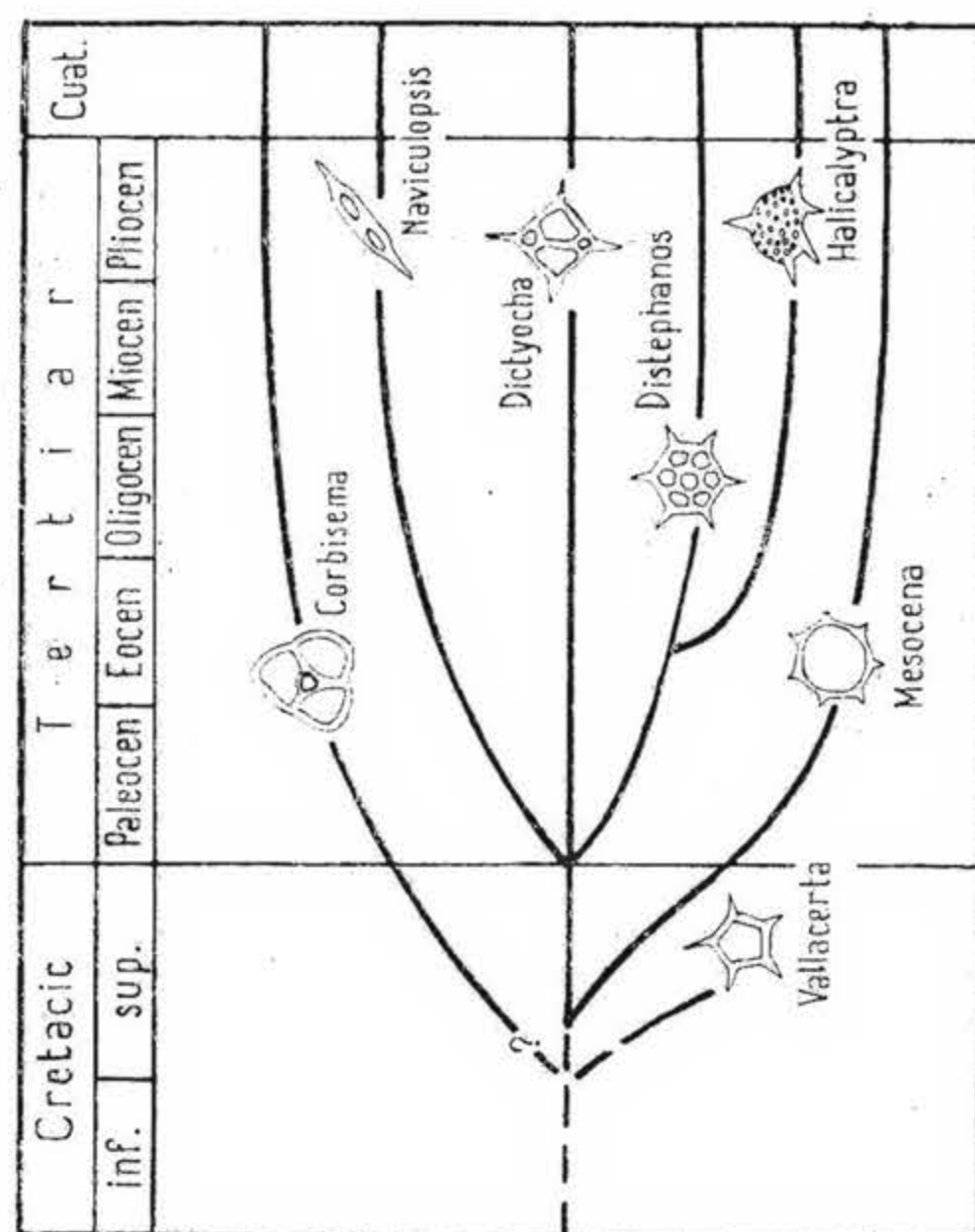


Fig. V.9. Principalele genuri de Silicoflagellate și răspîndirea lor stratigrafică.

cu inel bazal și trei ferestre; *Naviculopsis* cu inel bazal alungit și o bară centrală; *Dictyochea* și *Distephanus* (Pl. I fig. 19) cu inel rombic, ferestre bazale și aparat apical superior și *Mesocena* cu inel bazal rombic, circular, sau poligonal și spini bazali.

4.1.5. ÎNCRENGĂTURA BACILLARIOPHYTA (DIATOMEAE)

(Silurian? — Devonian? — Cretacic — Actual)

Alge unicelulare prevăzute cu frustule (căsuțe) silicioase simple sau coloniale, planctonice sau bentonice, dezvoltate în cantități mari în anumite regiuni ale oceanului planetar. Frustula este constituită din două valve sau teci, una superioară și alta inferioară (Pl. I fig. 20). După simetria frustulei, diatomeele se împart în:

— *centrice* care au frustule circulare, discoidale, cilindrice; sînt alge solitare sau coloniale cu simetrie radiară, lipsite de rafă (șanț central), valve circulare traversate de pori poligonali plasați radiar și concentric. Un gen caracteristic este *Coscinodiscus* (Pl. I fig. 21), Cretacic (Apțian) — Actual;

— *pennate* au frustulele alungite în formă de pană, cu două valve traversate de un șanț median (rafă) și liniatii (pori) ce se dispun perpendicular pe rafă. Dintre genurile mai importante cităm: *Navicula* din Eocen — Actual; *Pinnularia* (Pl. I fig. 20), Eocen — Actual; *Diploneis* (Pl. I. fig. 23), Eocen — Actual și *Surirella* (Pl. I fig. 22) din Miocen — Actual.

4.1.6. ÎNCRENGĂTURA DINOPHYTA (DINOFLAGELLATA)

(Silurian — Permian — Jurassic — Actual)

Alge unicelulare, nude sau acoperite de teci de natură celulozică, calcaroasă sau cu schelet silicios intern. Au doi flageli inegali. Celula atinge între 20 microni pînă la 1,5 mm. Sînt marine, de apă dulce, majoritatea planctonice. Celula este formată din două valve sau teci separate prin șanțul ecuatorial sau *cingulum*. Există și un șanț longitudinal numit *sulcus*, prezent numai pe fața ventrală a valvei inferioare (hipovalvă) (Pl. I fig. 24). Fazele cistate nu prezintă teci, ci numai urmele acestora și deschiderea sau *arheopilul*. Criteriile de separare a genurilor și speciilor fosile sînt: prezența sau absența șanțurilor flagelare, tabulația, forma și aspectul prelungirilor tecale, ornamentația. Dintre genurile mai importante cităm: *Pareodinia* (Pl. I fig. 26), cist elipsoidal ce se continuă apical printr-un spine, *arheopil* intercalar, Jurassic — Cretacic inferior și *Spiniferites* (Pl. I fig. 27), cist sferic, ovoidal, prevăzut cu apofize simple sau bifurcate, *arheopil* intercalar, Jurassic — Actual.

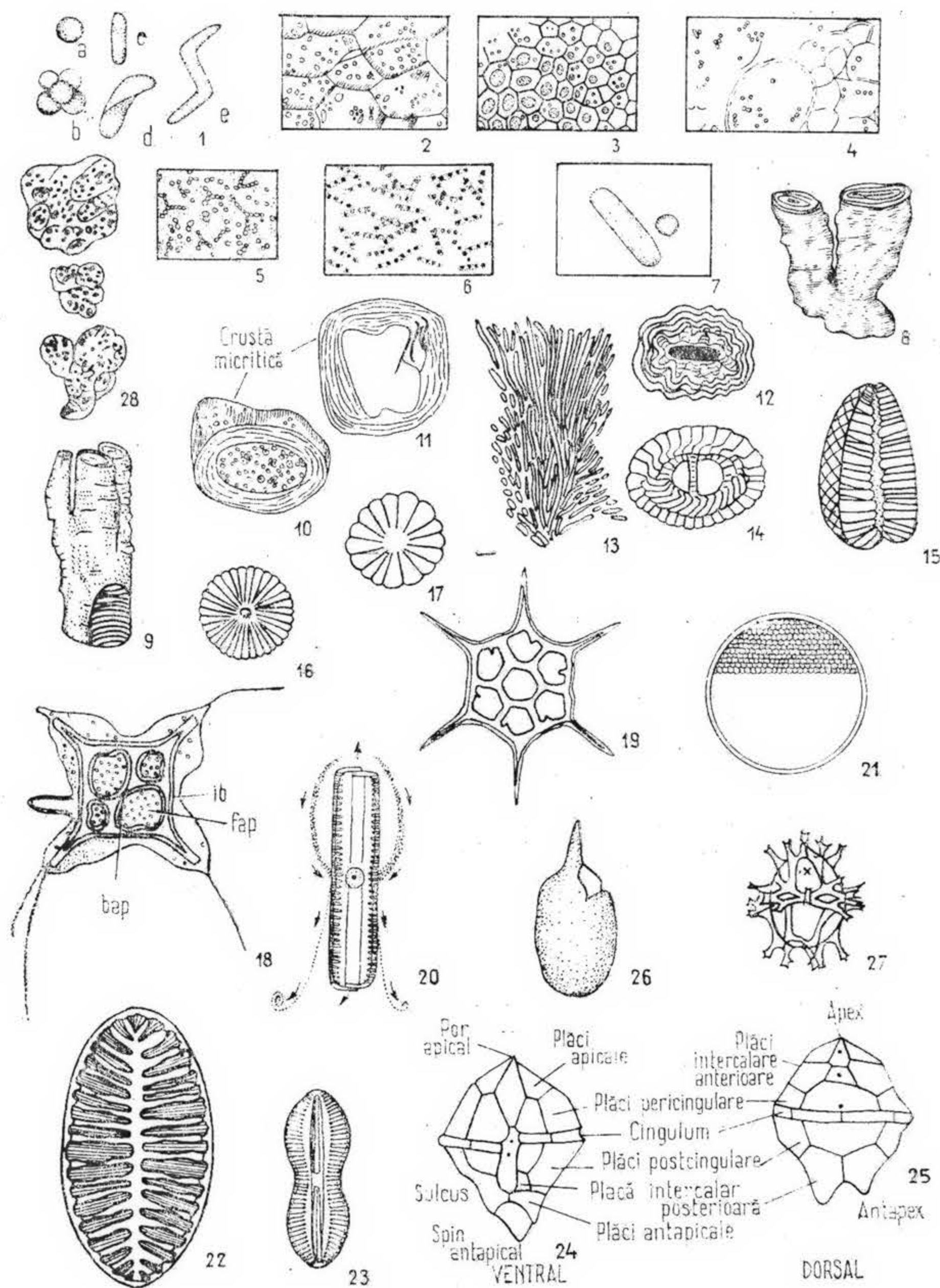
4.1.7. ÎNCRENGĂTURA CHLOROPHYTA (ALGE VERZI)

(Proterozoic — Paleozoic — Mezozoic — Actual)

Alge cu tal de formă tubulară sau în formă de cupă, solitare sau coloniale. Celula conține cromatofori verzi de tip clorofilă. Membrana poate fi celulozică sau impregnată, în CaCO_3 . Sînt autotrofe.

Clasa Chlorophyceae — alge verzi prevăzute cu 2—4 flageli egali. Sînt marine lacustre, de apă dulce (planctonice).

Ordinul Chlorococcales — alge coloniale cu tal format din mai multe cupe cu cite două celule în formă de degetar, ca la genul *Botryococcus* (Pl. II fig. 1—3). Celulele au apical un opercul acoperit cu un mucilagiu. La bază, celulele acumulează substanțe grase,



uleioase. Prin acumularea talurilor și substanțelor uleioase, în timp geologic s-au format cărbunii bituminoși (Boghead). Se cunosc din Devonian și până astăzi:

Ordinul Dasycladales — alge cu tal cilindric format din verticile de ramuri. Talul, de natură calcaroasă, prezintă central un canal sau un sifon, de unde și denumirea de *sifonee verticilate*. Sînt bentonice și marine. Ramurile care formează verticile sînt de mai multe tipuri: *floiofore* (cresc în diametru de la interior spre exterior); *trichofore* (scad treptat în diametru către exterior), *veziculifere* (în formă de măciucă) și *pirifere* (în formă de pară) (Pl. II fig. 4—8). Ramurile care nu formează verticile, fiind dispuse neregulat în cadrul talului, se numesc *aspondile* (Pl. II fig. 9) (g. *Macroporella*); cînd ramurile formează verticile plasate la intervale regulate între ele se numesc alge *euspondile* (Pl. II fig. 10) (*Salpingoporella*, g. *Clypeina*, pl. II fig. 13) și *metaspondile* (Pl. II fig. 12) cînd ramurile se dispun 2 — 4, sub formă de tufe în cadrul unui verticil dispus și el la intervale regulate (g. *Diplopora*).

4.1.8. ÎNCRENGĂTURA CHAROPHYTA

(Devonian — Trisiac — Cretacic — Terțiar — Actual)

Clasa Charophyceae — alge verzi, pluricelulare, formate dintr-o tijă calcaroasă prevăzută cu noduri și întrenoduri de aproape 1 m înălțime. La noduri prezintă verticile de ramuri formate tot din noduri și întrenoduri. Zona nodală se compune dintr-o celulă mare, centrală, înconjurată de celule mici corticale (Pl. II fig. 14). La partea superioară a nodului se plasează oogoanele (organul femel), iar la partea inferioară anteridiile (organul mascul). *Oogonul* (Pl. II fig. 18) are forme variate, de 1—3 mm lungime, și este protejat de celule corticale dispuse spiral, care în regiunea apicală se unesc pentru a forma o *coronulă* cu rol în protejarea orificiului prin care pătrund anterozoizii. Carbonatul de calciu se depune în pereții celulei sub formă microgranulară. Prin fosilizare, de la characee se păstrează frecvent oogoanele (sistematica tipurilor fosile se bazează pe morfologia oogonului și mai puțin pe morfologia tijei și ramurilor). Pentru determinare se iau în considerație: morfologia oogonului, numărul celulelor de acoperire și direcția de acoperire a acestora. Genuri mai des întîlnite în faciesurile lagunar-salmastre și lacustre: *Tectochara* (Pl. II fig. 15—17), *Spaerochara* și *Chara*.

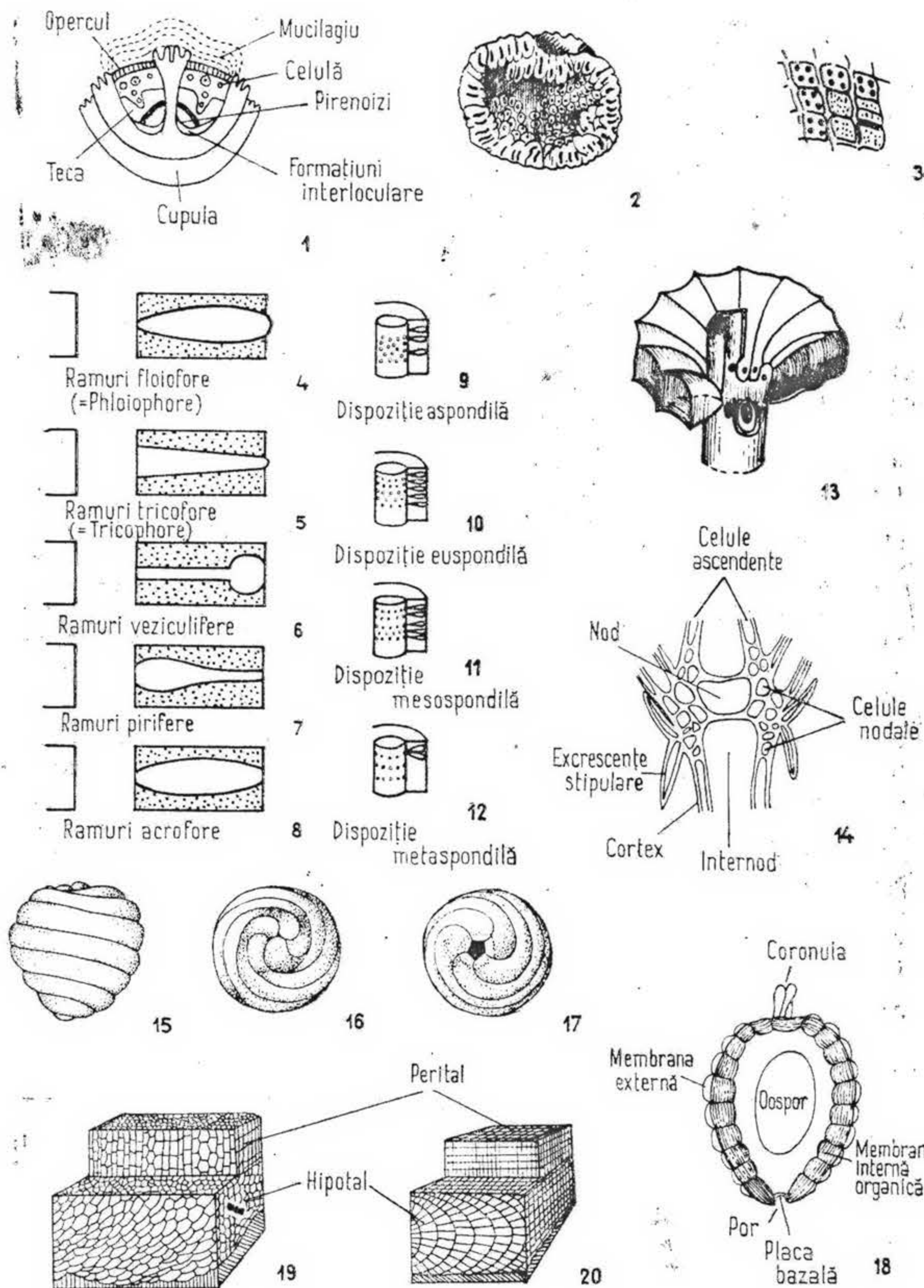
4.1.9. ÎNCRENGĂTURA RHODOPHYTA (ALGE ROȘII)

(Proterozoic — Cambrian — Devonian — Cretacic — Actual)

Alge marine, pluricelulare, fixate de substrat, cu tal lamelar, filamentos, sub formă de cruste sau noduli calcaroși numiți și *rodolite*. Rhodofitele cuprind trei clase: 1) *Protobangiophyceae*, 2) *Protofloridomorphyceae*, ambele clase cu reprezentanți din

Planșa I.

Bacterii: 1 — tipuri de bacterii (a și b — cocci; c — bacili; d — în formă de virgulă sau vibrioni; e — spirili); 2—3. *Micrococcus zeilleri* (Carbonifer inferior); 4 — *Bacillus tieghemi* (Carbonifer); 5 — *B. antracis* (Carbonifer—Permian); 6 — *B. vorax* (Carbonifer—Permian); 7 — *Eobacterium isolatum* (Precambian inferior). **Cyanophyceae:** 8 — Grupul *Baicalia* (Rifean); 9 — Grupul *Boxonia* (Rifean); 10—11 — *Gloecapsa* (Jurasic — Actual); 12 — *Ottonosia laminata* (Carbonifer — Permian); 13 — *Zonotrichites lissaviensis* (Triasic superior — Liasic). **Chrysophyceae:** 14 — *Birkelundia jugata* (Terțiar); 15 — *Nannoconus colomi* (Jurasic superior — Cretacic inferior); 16 — *Discoaster multiradiatus* (Eocen — Miocen); 17 — *D. robustus* (Miocen — Pliocen). **Silicoflagellatophyceae:** 18 — *Dictyocha fibula* (Miocen — Actual); 19 — *Distephanus* sp. (Miocen — Pliocen). **Bacillariophyceae:** 20 — *Pinnularia viridis* (Actual), se pot observa direcțiile curenților produși ca urmare a apropierii și depărtării valvelor; 21 — *Cocconeodiscus lineatus* (Cretacic superior — Actual); 22 — *Surirella striatula* (Miocen — Pliocen); 23 — *Diploneis adonis* (Eocen — Miocen). **Dinophyceae:** 24—25 — morfologia testului la un dinoficeu; 26 — *Pareodinia ceratophora* (Jurasic — Cretacic inferior); 27 — *Spiniferites* sp. (Jurasic — Actual). **Cyanophyceae:** 28 — *Gloecapsomorpha prisca* (Ordovician — Silurian).



Planșa II

Chlorophyceae: 1 — morfologia talului la *Botryococcus braunii* (Actual); 2 — 3 — *Botryococcus braunii* (Carbonifer — Permian); 4—8 — tipuri de ramuri la dasycladacee; 9—12 — dispoziția ramurilor la dasycladacee; 13 — *Clypeina jurassica* (Jurasic). **Characeae:** 14 — *Chara hispida*, structura la nod (Actual); 15—17 — *Tectochara diluviana* (Miocen — Pliocen); 18 — secțiune longitudinală prin ogonul de *Tectochara*. **Rhodophyceae:** 19 — tal crustos — lamelar la *Lithothamnium* (Cretacic — Actual); 20 — tal crustos-lamelar la *Lithophyllum* (Cretacic — Actual).

Proterozoic și până în Triasic și 3) *Rhodophyceae* din Cretacic și până astăzi. În cele ce urmează vom prezenta această din urmă clasă — Alge cu tal sub formă de cruste calcaroase sau ramificat. Talul este diferențiat în *hipotal bazilar* prin care se fixează de substrat și un strat superior numit *perital*. Zona internă sau hipotalul este formată din celule dispuse cap la cap, ce merg paralel cu substratul peste care urmează, vertical, o zonă cu dispoziție variată, ce formează peritalul (Pl. II fig. 19). Genuri mai importante: *Lithophyllum* (Pl. II fig. 20) cu hipotal format din celule alungite dispuse coaxial și peritalul cu șiruri de celule rectangulare dispuse perpendicular pe hipotal. Sporangii se dispun câte doi în perital; *Lithothamnium* (Pl. II fig. 19) format din hipotal cu celule rectangulare și perital cu celule mici dispuse perpendicular pe hipotal. Sporangii, 4 până la 5, sînt plasați într-o singură cavitate.

4.1.10. ÎNCRENGĂTURA NEMATOPHYTA (Silurian — Devonian)

Plante taloide bifide, fără țesuturi vasculare, foarte apropiate de briofite. Plantele au tulpini de 1—2 m lungime, cu un diametru de 1 m, traversate de tubulețe fine, anastomozate. După unii autori acest grup de plante este apropiat de plantele vasculare sau sînt considerate alge pe punctul de a părăsi mediul acvatic, pentru a cuceri mediul terestru. Flora nematofitică este destul de răspîdită în Silurian — Devonian. Era iubitoare de umezeală, dezvoltîndu-se pe malurile lagunelor din apropierea bazinelor marine. Au fost primele care au creat premisele trecerii de la mediul acvatic la cel continental de uscat. Genuri importante: *Foerstia* (Pl. III fig. 1) și *Prototaxites* (Pl. III fig. 2).

4.1.11. ÎNCRENGĂTURA MYCOPHYTA (CIUPERCI) (Devonian — Actual)

Ciupercile sînt talofite, saprofite și parazite ce se deosebesc de alge prin absența pigmentilor clorofilieni. Sînt heterotrofe. Corpul vegetativ este constituit din filamente de celule dispuse cap la cap numite *hife*. Ansamblul de hife formează un *miceliu*. Ca fosile nu au rol stratigrafic, dar se cunosc sub formă parazitară pe resturi de plante inferioare și superioare. Genuri fosile: *Olpidiopsis* (Pl. III fig. 3) parazita ramuri de *Lepidodendron* din Carbonifer; *Sphaerites* (Pl. III fig. 4) s-a întîlnit frecvent pe frunze de angiosperme în Oligocen și *Depazites* (Pl. III fig. 5) parazită pe frunze de *Acer tricuspidatum* întîlnită în Miocenul de la Oeningen.

4.1.12. ÎNCRENGĂTURA LICHENOPHYTA (LICHENI) (Carbonifer — Actual)

Din asocierea hifelor de la ciupercile ascomicete sau basidiomicete cu algele unicelulare verzi sau albastre rezultă lichenii. Sînt simbiote și trăiesc în toate mediile.

4.2. CORMOPHYTAE

Plante superioare prevăzute cu corm sau telom, respectiv un ax format din rădăcină, tulpină și frunze.

4.2.1. ÎNCRENGĂTURA BRYOPHYTA (MUȘCHI)

(Devonian — Actual)

La briofite individualizarea cormului tipic cu țesuturi bine diferențiate nu se realizează integral. Unele briofite au caractere primitive și corpul vegetativ asemănător unui tal (Hepaticae), altele sînt mai evoluate cu corpul vegetativ alcătuit din tulpiniță, frunzișoare și rizoizi. Au talii reduse, de la câțiva mm pînă la cm. Dintre briofitele taloide cu simetrie dorsiventrală și rizoizi unicelulari cităm g. *Ricciopsis* (Pl. III fig. 6) din Liasic, înrudit cu g. *Riccia* actual, cunoscut prin corp taloid în formă de rozetă dichotomică de 3–10 mm; g. *Muscites* (Pl. III fig. 7) din Carbonifer.

4.2.2. ÎNCRENGĂTURA PTERIDOPHYTA (CRIPTOGAME VASCULARE)

Pteridofitele actuale sînt plante ierboase, în schimb în timpurile geologice erau dominant lemnoase. Prezintă tulpini dichotomice prevăzute cu frunze mici (microfile) sau frunze mari (macrofile). Sporofitul reprezintă planta propriu-zisă, pe care se formează sporangii cu spori, iar gametofitul este redus la un corp taloid ce produce gameți. Sporangii pot fi terminali ca la genul *Rhynia* din Devonian; în timp geologic ajung la baza frunzelor sau determină spice sporifere.

Apariția pteridofitelor la sfîrșitul Silurianului a marcat o etapă decisivă în evoluția regnului vegetal și implicit a celui animal. Aveau să domine vegetația continentală din Carbonifer și Permian, determinînd cele mai importante depozite cu cărbuni superiori, de unde și denumirea de *antracolic*. Pteridofitele stau la originea unor plante superioare organizate, de tipul gimnospermelor care le vor înlocui, în Mezozoic.

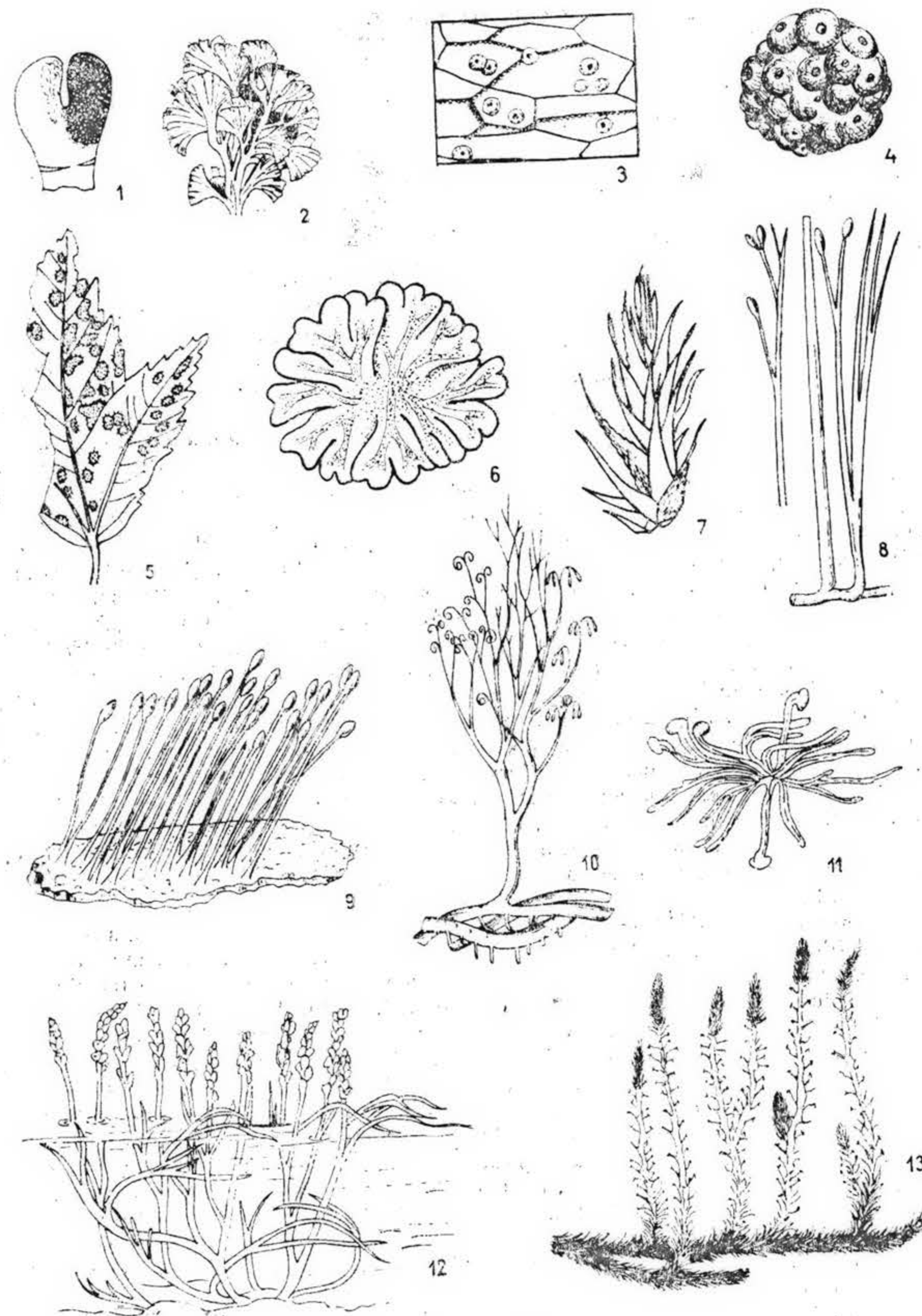
4.2.2.1. Clasa Psilopsida (Silurian superior-Devonian)

Plante primitive de tipul ierburilor sau arbuștilor, cu tulpină aeriană ramificată dichotomic, nudă sau prevăzută cu spini (*Psilophyton*) sau cu frunze mici solzoase (*Asteroxylon*). Sînt plante caracteristice Devonianului. Se cunosc mai multe ordine dar mai importante sînt:

— *ordinul Rhyniales* cu genurile: *Rhynia* (Pl. III fig. 8) din Devonianul inferior de la Rhynie (Scoția); prezenta tulpină aeriană verticală, ramificată dichotomic, de 20–60 cm înălțime și 3–5 mm în diametru, ramuri fertile cu sporangii terminali prevăzuți cu izospori. În solul mlăștinos al turbăriilor devoniene se fixau printr-un rizom cu rizoizi; *Sciadophyton* (Pl. III fig. 11), din Devonianul inferior, era o plantă mică cu tulpină și ramuri dichotomice terminate prin corpuri globuloase și aspect de tufă; *Sporogonites* (Pl. III fig. 9) din Devonian, cu tulpini simple fără frunze, de 10 cm înălțime, neramificate, terminate cu sporangii piriformi; *Zosterophyllum* (Pl. III fig. 12) din Silurian superior — Devonian inferior, plantă acvatică (iacustră) cu tulpina dichotomică și sporangii dispuși sub formă de „spice” subaerene;

— *ordinul Psilophytales* cu genul *Psilophyton* (Pl. III fig. 10), din Devonian, avea o tulpină de 1 m înălțime, ramificată dichotomic și sporangii terminali, globuloși. Ramurile pot să prezinte sau nu frunze.

4.2.2.2. Clasa Lepidopsida (Silurian superior — Carbonifer — Actual). — Plante ierboase (astăzi), arbustive și arborescente în Paleozoic, cu tulpină, frunze și rădăcină. Tulpina, cilindrică mare, avea ramuri dichotomice și frunze linear-lanceolate. Sporangii sînt grupați în strobili (conuri). Apărute la sfîrșitul Silurianului, aceste plante sînt bine reprezentate în Devonian, ating apogeul în Carbonifer — Permian, după care vor intra



Planșa III

Nematophyta: 1 — *Forestia furcata* (Silurian — Devonian); 2 — *Prototaxites psymphylloides* (Devonian); Mycophyta: 3 — *Olpidiopsis* sp. (Carbonifer); 4 — *Sphaerites areolata* (Oligocen — Miocen); 5 — *Depazites picta* (Miocen); Bryophyta: 6 — *Ricciopsis* (Liasic); 7 — *Muscites* sp. (Tertiar). Pteridophyta: 8 — *Rhynia major* (Devonian); 9 — *Sporogonites exuberans* (Devonian); 10 — *Psilophyton princeps* (Devonian); 11 — *Sciadophyton steinmani* (Devonian); 12 — *Zosterophyllum rhenanum* (Devonian); 13 — *Protolpidodendron scharianum* (Devonian mediu).

într-un declin rapid. Au avut rol important în generarea huilelor din Carbonifer și Permian, fiind utilizate în stabilirea subdiviziunilor Paleozoicului superior cu cărbuni. Se cunosc mai multe ordine și anume:

— *ordinul Archaeolepidophytales* — plante ierboase ramificate dichotomic, cu frunze spiniforme. Un gen caracteristic este *Baragwanathia* (Pl. IV fig. 1) din Silurian superior, întâlnit pe șisturi cu graptoliți în Australia. Tulpina era actinostelică la interior, dichotomică și acoperită de frunze lineare dispuse în spirală;

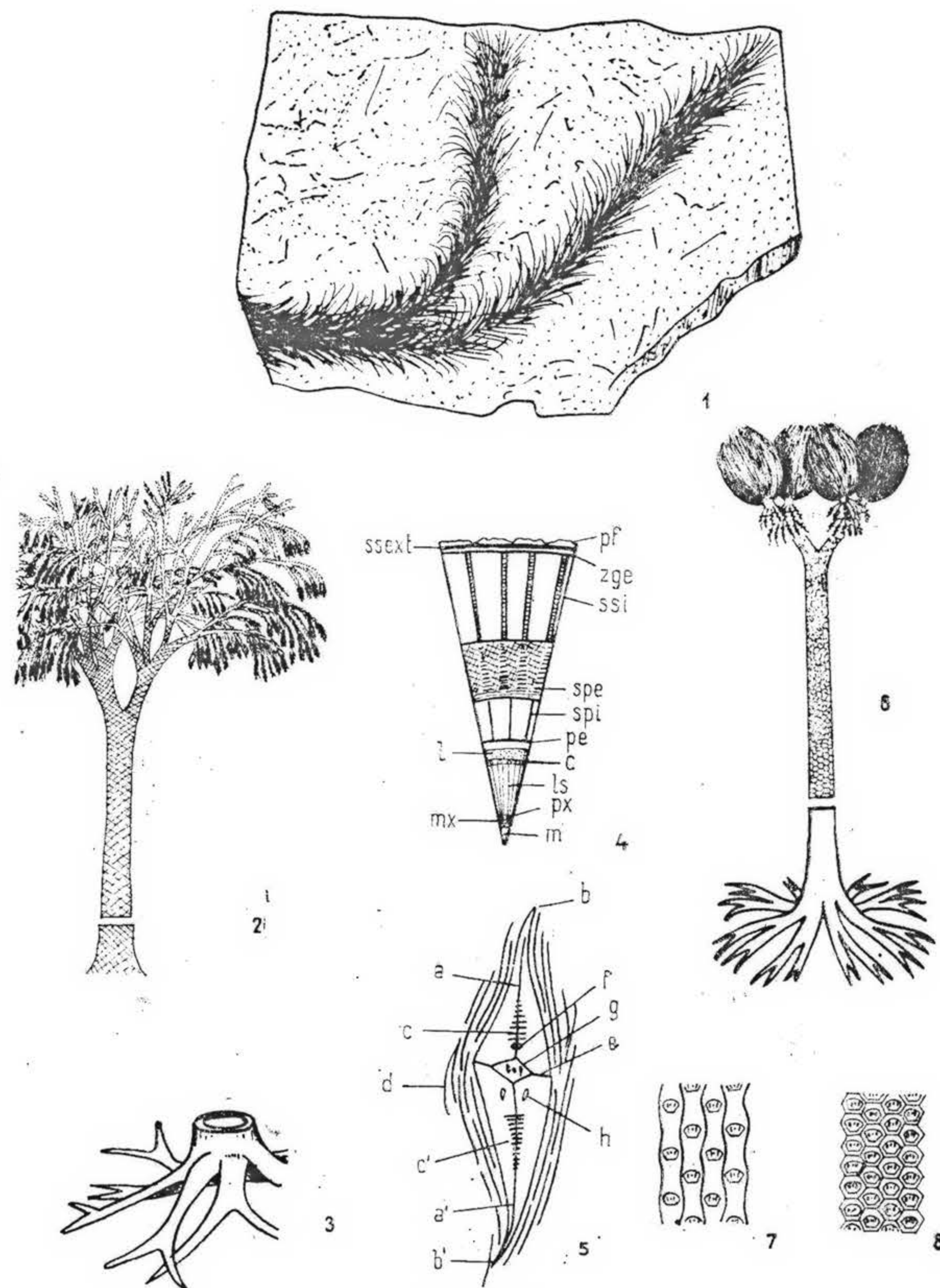
— *ordinul Protolpidophytales* — plante de talie mică reprezentate prin *Protolpidodendron* (pl. III fig. 13) întâlnit în Devonianul eurasiatic. Acest gen, care atingea 15 m înălțime, avea ramurile prevăzute cu frunze bifurcate și baza fuziformă;

— *ordinul Eulpidophytales* — arbori impunători la care tulpina este slab ramificată spre partea superioară (*Sigillaria*) sau ramificată de mai multe ori (*Lepidodendron*). Partea bazală a tulpinii corespunde unui rizofor numit *Stigmara* (Pl. IV fig. 3). Aceasta era un fel de rădăcină cu ramuri în formă de cruce, ce funcționa ca o ancoră, determinând o mare stabilitate în milul mlăștinos din Carbonifer și Permian. Atingeau 12 m în diametru. Dintre genurile mai importante cităm: *Lepidodendron* (Pl. IV fig. 2, 4 și 5) din Carbonifer și Permian, cel mai frecvent gen din turbăriile paleozoice. Tulpina atingea 30 m înălțime, 2 m în diametru și susținea o coroană de ramuri ramificată de mai multe ori. Tulpina ca și ramurile erau acoperite de frunze spiniforme fixate prin toată baza. Prin cădere rămânea o cicatrice foliară de formă rombică de unde și aspectul solzos al ramurilor sau a tulpinii (Pl. IV fig. 5). Structura tulpinii era sifonostelică, adică prezenta în centru măduva, apoi lemnul, liberul și scoarța; *Sigillaria* (Pl. IV fig. 6) — arbori asemănători cu *Lepidodendron* având trunchiul neramificat (*Eusigillaria*) sau slab ramificat (*Subsigillaria*). Frunzele de *Sigillaria* se dispuneau în verticile alterne, formând șiruri verticale, nete. Prin cădere, frunzele formau cicatrice foliare cu baza hexagonală sau piriformă (Pl. IV fig. 7—8). Sub coroana de ramuri se fixau strobili sporiferi. Tulpina era sifonostelică. Ca și *Lepidodendron* a fost un element important al florei cu cărbuni din Paleozoicului superior.

4.2.2.3. Clasa Sphenopsida (Arthropsidea) (Devonian — Carbonifer — Actual). — Plante cu tulpini și ramuri articulate, formate din noduri și internoduri. Ramurile și frunzele se grupau la noduri sub formă de verticile (Pl. V fig. 4). Structura internă a tulpinii, era sifonostelică, cu măduva larg dezvoltată. Se cunosc din bazinele cu cărbuni ale Paleozoicului superior.

— *Ordinul Sphenophyllales* — plante ierboase sau lianiforme, cu tulpina articulată, lipsită de măduvă la interior. La noduri se dispuneau verticile de frunze cuneiforme sau ovale, mici, grupate câte 3, 9 și 12. Organele de reproducere erau plasate terminal sub forma unor spice compacte. Genul *Sphenophyllum* (Pl. V fig. 1) din Devonian superior — Permian inferior; *ordinul Equisetales* — plante arbustive caracteristice arealelor mlăștinoase din Carbonifer — Permian și Triasic — Juristic. Familia *Calamitaceae* este importantă pentru Carbonifer și Permian. Genul caracteristic *Calamites* (Pl. V fig. 4—5) era un arbore care atingea 30 m înălțime, cu tulpina articulată, ramurile se fixau la noduri ca și frunzele. Ramurile aveau partea bazală pătratică, iar frunzele lăsau cicatrice de formă circulară. Găsite izolat, frunzele au căpătat denumiri generice: *Asterophyllites* (Pl. V fig. 2) — verticile de frunze uninerve, de tip falcat sau liniar cu virful acuminat, unite scurt spre bază; *Annularia* (Pl. V fig. 3) — verticile formate din frunze lanceolate sau spatulate, uninerve. Din familia *Equisetaceae* cu reprezentanți din Mezozoic se cunoaște g. *Equisetites* (Pl. V fig. 6). Astăzi genul *Equisetum* (Pl. V fig. 7) are 25 de specii, fiind numit popular și *Coadă calului*.

4.2.2.4. Clasa Filicopsia (Ferigi) (Devonian — Carbonifer — Actual). — Plante sporofite cu o mare dezvoltare a frunzelor în detrimentul tulpinii. Frunzele, numite *fronde*, pot atinge pînă la 2 m lungime și sînt alcătuite din *pene* și *pinule* (foliole). Pinulele se inseră pe un ax numit *rahis* care poate fi principal, secundar și terțiar.



Planșa IV

Pteridophyta: 1 — *Baragwanathia longifolia* (Devonian inferior); 2 — *Lepidodendron vasculare* (Carbonifer — Permian inferior); 3 — *Stigmara* sp. (rizofori de Lepidofite); 4 — structura internă a tulpinii de *Lepidodendron* (pf — perinițe foliare; ssex — scoarță secundară externă; zge — zona generatoare corticală; ssi — scoarță secundară internă; spe — scoarță primară externă; spi — scoarță secundară internă; pe — periciclu; l — liber; c — cambiu; ls — lemn secundar; px — protoxilem; mx — metaxilem; m — măduvă); 5 — morfologia cicatricei foliare la *Lepidodendron* (b—b — cauda superioară și inferioară; aa' — creasta superioară și inferioară; cc' — riduri transversale; d — riduri longitudinale; e — coasta laterală; f — foseta ligulei; g — cicatricea foliară romboidală; h — parichnos infrafoliar); 6 — *Sigillaria elegans* (Carbonifer); 7 — *Subrhytidolepis* (cicatrice foliară subtriunghiulară); 8 — *Favularia* (cicatrice foliară subhexagonală).

Determinarea ferigilor fosile se face pe baza impresiunilor foliare. Forma pinulei și nervațiunea este importantă. Se disting următoarele tipuri: *pecopteridian* (Pl. VI fig. 1–2) — pinule mici prinse de rahis prin toată lățimea lor, nervură mediană și nervuri secundare dichotomice; *alethopteridian* (Pl. VI fig. 3) — pinule mici prinse de rahis prin toată baza care este decurentă; *odontopteridian* (Pl. VI fig. 4) — pinule mici atașate prin toată baza de rahis cu nervuri ce pornesc direct din rahis; *neuropteridian* (Pl. VI fig. 5) — pinule atașate de rahis printr-un scurt pețiol nervură mediană și nervuri secundare.

Sporangii sînt grupați în *sori*, ce se formează pe fața inferioară sau pe marginile frunzelor. În funcție de morfologia sporangilor ferigile, se împart în: *eusporangiate*, la care pereții sporangilor sînt formați din mai multe strate de celule și *leptosporangiate*, cu sporangi avînd pereții subțiri, formați dintr-un singur strat de celule. Rolul ferigilor în anumite perioade geologice a fost deosebit de important, mai ales în Carbonifer, cînd formau păduri luxuriante, suportul material al marilor bazine cu uile din emisfera nordică.

Dintre *eusporangiate* menționăm:

- *ordinul Ophioglossales* din Permian superior — Cretacic — Actual;
- *ordinul Marattiales* din Devonian? — Carbonifer — Actual, cu genul *Psaronius* (Pl. VI fig. 9–10), ferigă arborescentă de aproape 10 m înălțime, cu fronde dispuse pe mai multe rînduri longitudinale de tip *polistichi*, pe patru rînduri de tip *tetrastichi* și pe două rînduri de tip *distichi*.

Letosporangiatele cuprind:

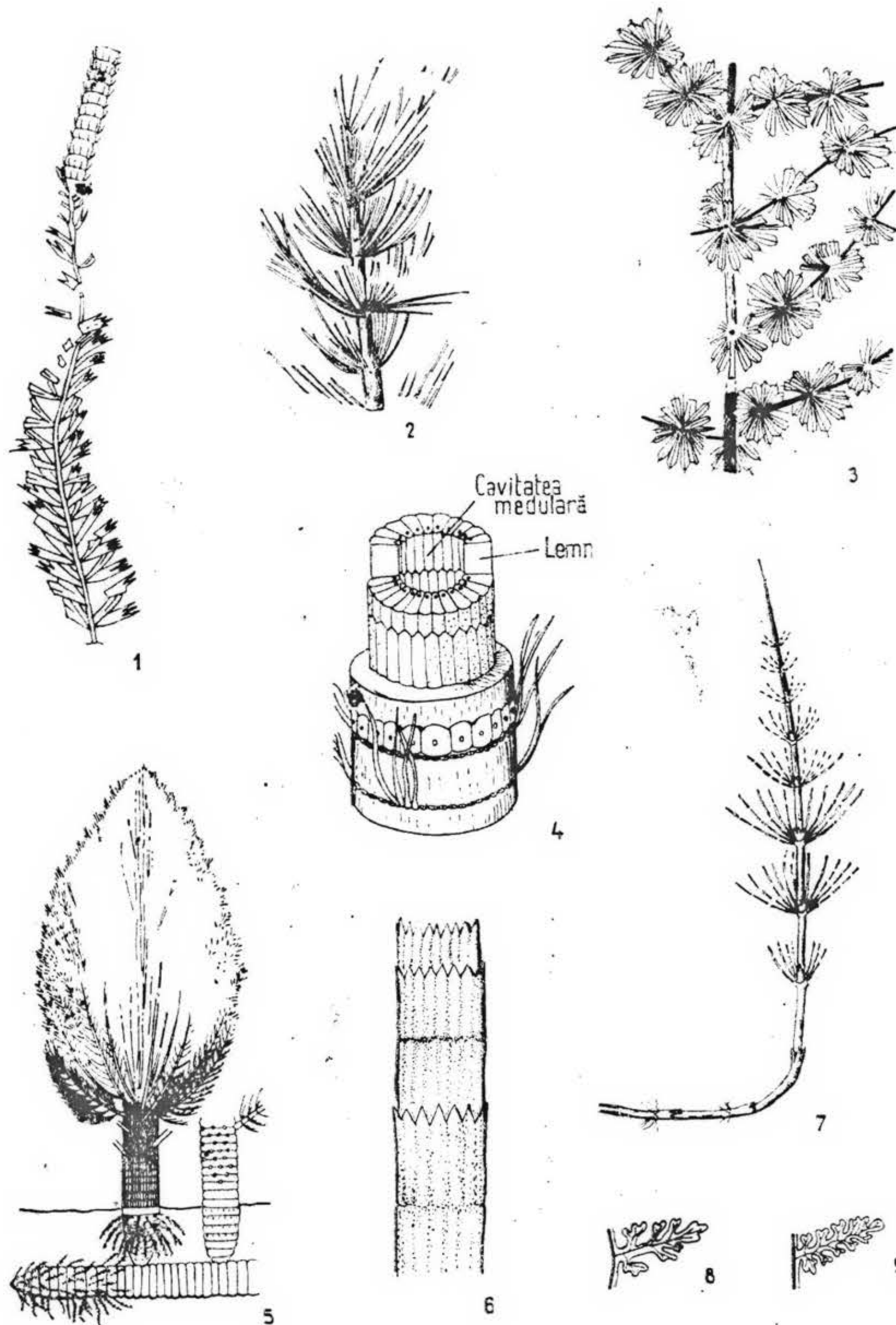
- *ordinul Osmundales* din Permian — Actual, cu ferigi de talie mică, întîlnite în depozitele cu cărbuni din Neozoic: g. *Osmunda* și g. *Cladophlebis* (Pl. VI fig. 13) din Liasicul cu cărbuni de la Codlea — Vulcan și Anina;
- *ordinul Filicales* din Carbonifer — Actual, cu ferigi mici, ierboase sau arborescente, mai ales cele tropicale. Din acest ordin sînt menționate frecvent genurile: *Gleichenia* (Pl. VI fig. 14) din Cretacic și Terțiar și *Malonidium* (Pl. VI fig. 15) din Jurassic — Cretacic inferior.

4.2.2.5. **Clasa Progymnospermopsida** (Devonian — Carbonifer inferior) — Plante arborescente sau arbustive cu aspect de ferigi, prevăzute cu fronde, pene și pinule dar cu structuri preovulare considerate strămoși ai ferigilor cu sămînță sau *Pteridosperme* dintre Gimnosperme. Genuri importante: *Aneurophyton* (Devonian); *Archaeopteris* (Pl. VII fig. 1) tot din Devonian cu fronde bipenate de pînă la 1,5 m lungime și *Callixylon* din Devonian — Carbonifer inferior.

4.2.3. ÎNCRENGĂTURA GYMnosPERMATOPHYTA (Devonian superior — Actual)

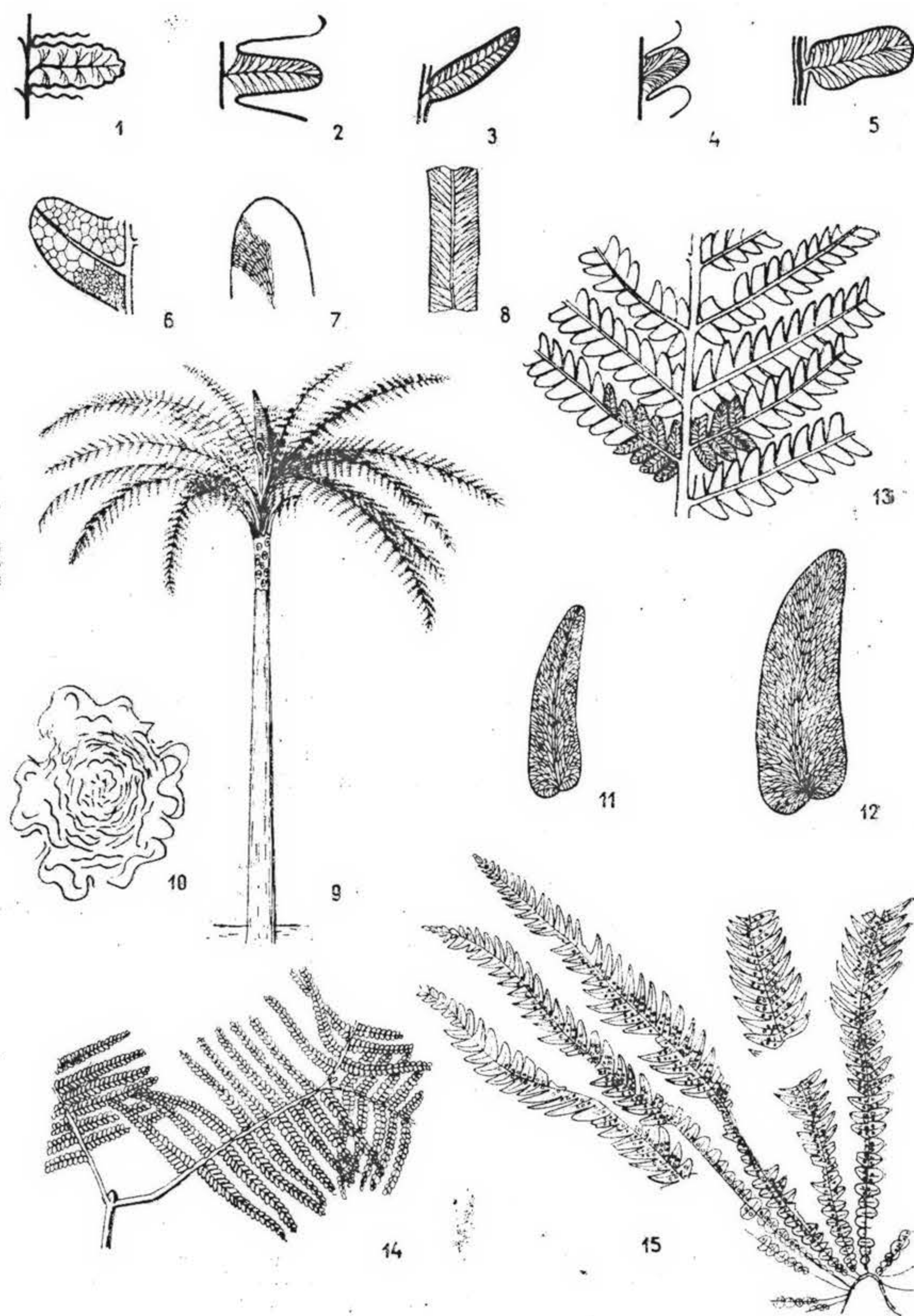
Plante superioare, arborescente sau arbustive cu creștere în diametru a tulpinii datorită prezenței stratului generator sau *cambiu*. Frunzele sînt extrem de variate: la pteridosperme sînt filicoide (fronde), la conifere sînt mici și aciculare, la cicadopside sînt compuse, mari cu limbul lătit, nervuri fine și paralele ca și la ginkgoale. Sămînța la gimnosperme este golașă. Ovulul fecundat produce sămînța. Polinizarea are loc prin vînt; polenul sau microsporul pătrunde prin tubul polinic în ovar și fecundează ovulul. Polenul este gametofitul mascul.

Gimnospermele au apărut încă din Devonian. Pteridospermele și cordaitalele s-au dezvoltat cu predilecție în Paleozoicul superior, în timp ce coniferele, cicadopsidele și ginkgoalele au dominat flora în Mezozoic.



Planșa V

Pteridophyta: 1 — *Sphenophyllum angustifolium* (Carbonifer); 2 — *Annularia longifolia* (Carbonifer — Permian); 3 — *A. sphenophylloides* (Carbonifer — Permian); 4 — *Calamites* (reconstituit); 5 — *Calamites* (*Crucialamites*) sp. (Carbonifer); 6 — *Equisetites muensteri* (Liasic); 7 — *Equisetum arvense* (Actual). Pteridophyta — Ferigi, tipuri de pinule: 8–9 — *sphenopteridian*;



Planșa VI

Pteridophyta — Ferigi, tipuri de pinule: 1-2 — *Pecopteris*; 3 — *Alethopteris*; 4 — *Odontopteris*; 5 — *Neuropteris*; 6 — *Dictyopteris*; 7 — *Glossopteris*; 8 — *Taeniopteris*; 9-10 — *Psaronius* sp. (Carbonifer); 10 — secțiune transversală prin stel; 11-12 — *Linopteris obliqua* (Carbonifer); 13 — *Cladophlebis wilbiensis* (Jurasic); 14 — *Gleichenia zippei* (Cretacic); 15 — *Matonidium americanum* (Cretacic).

4.2.3.1. **Clasa Pteridospermopsida** (Devonian — Carbonifer — Cretacic). — Plante arborescente sau ierboase, numai fosile, care alături de ferigi au participat la formarea pădurilor luxuriante din Paleozoicul superior. Se mai numesc ferigi cu sămînță. Frondele aveau pinule de tip *Pecopteris*, *Odontopteris* și *Alethopteris*. Erau plante unisexuate, dioice. Floarea bărbătească purta microsporangii ce formează grăuncioare de polen. Floarea femeleă respectiv ovulul atingeau până la 12 cm lungime (*Trigonocarpus*), fiind acoperit de un înveliș vascularizat numit *cupulă*.

Dintre genurile bazate pe impresiuni foliare cu aspect filicoid amintim: *Alethopteris* (Pl. VII fig. 2), *Callipteris* (Pl. VII fig. 3), gen caracteristic pentru Permian, cu fronde mari, bipenate și pinule dispuse pe rahis sub un unghi de 60–80°, marginea contractată și decurentă și *Odontopteris* (Pl. VII fig. 4) din Carbonifer — Permian. Genul *Sagenopteris* (Pl. VII fig. 5) din ordinul *Caytoniales*. (Triasic — Cretacic) prezenta frunze penat-opuse cu o nervură principală și nervuri secundare cu aspect de rețea.

Ordinul *Glossopteridales*, cunoscut din Carbonifer — Triasic, este o grupare heterogenă cu reprezentanți caracteristici pentru două provincii floristice, una individualizată pe continentele sudice, provincia *Gondwana* și alta în continentul nord asiatic, provincia *Angara*.

Dintre genurile cunoscute menționăm: *Glossopteris* (Pl. VII fig. 6), cu frunze mari linguiforme, nervură mediană puternică, nervațiune secundară sub formă de rețea poligonală. Întilnit în Carbonifer — Triasic din continentele America de Sud, Africa, Australia și India; *Gangamopteris* (Pl. VII fig. 7) diferă de genul precedent prin forma lată a frunzei și lipsa nervurii principale. Se cunoaște numai din Carbonifer și Permian tot din provincia *Gondwana*.

4.2.3.2. **Clasa Cycadopsida** (Carbonifer — Jurassic — Actual) — Gimosperme care au cunoscut dezvoltarea maximă în Mezozoic, reprezentate prin arbori cu tulpina simplă, asemănătoare la port cu palmierii actuali. După organele de reproducere se împart în două ordine: — ordinul *Cycadales* (Permian? — Triasic — Actual) — plante arbustive sau arborescente care pot atinge până la 16 m înălțime, cu aspect filicoid, terminate cu o coroană de frunze mari, având nervațiunea fină și paralelă. Fructificațiile sub formă de conuri femele și masculine. Multe din genurile de cicadopside sînt fondate pe baza impresiunilor și compresionilor de frunze: *Ctenis* (Pl. VIII fig. 5) din Triasic — Cretacic avea frunze compuse, cu marginea slab ondulată și nervurile ramificate dichotomic, de mai multe ori, de-a lungul limbului;

— ordinul *Bennettitales* cu următoarele specii: *Nilssonia* (Pl. VIII fig. 2–3) din Triasic — Cretacic, cu frunze scurte pețiolate sau sesile, de 60 cm lungime și 10 cm lățime, penatcompuse, formate din foliole cu partea distală trunchiată sau rotunjită, nervură principală și nervuri fine, secundare, paralele între ele. *Nilssonia banatica* a fost descrisă de S e m a k a din Liasicul cu cărbuni de la Anina și Codlea — Vulcan; *Williamsonia* (Pl. VIII fig. 4), din Triasicul superior — Cretacicul inferior, era arborescentă, fiind terminată spre vîrf cu un buchet de frunze de tip *Zamites*, *Otozamites* (Pl. VIII fig. 6), *Pterophyllum* sau *Taeniopteris* (Pl. VIII fig. 7).

4.2.3.3. **Clasa Cordaitopsida** (Devonian — Jurassic — Actual) — Arbori numai fosili, de 20–40 m înălțime, atingînd dezvoltarea maximă în Carboniferul mediu și Permianul inferior. Tulpină dreaptă, cilindrică, terminată printr-o coroană de ramuri scurte, ce purtau frunze mari, dispuse în tufe. Frunzele atingeau 30–80 cm lungime și 0,5–18 cm lățime, erau simple, cu marginea întreagă, nervuri fine și paralele între ele. Genul *Cordaites* (Pl. VII fig. 8).

4.2.3.4. **Clasa Ginkgopsida** (Permian — Jurassic — Actual) — Reprezentantul actual *Ginkgo biloba* este un arbore înalt de pînă la 30 m înălțime care trăiește în pădurile Chinei de Est (provincia Seciu), are coroana bogat ramificată și frunze lung



Planşa VII

Progimnosperme: 1 — *Archaeopteris hibernica* (Devonian superior). Gimnosperme, Pteridospermopsida 2 — *Alethopteris grandini* (Carbonifer); 3 — *Callipteris zeilleri* (Permian); 4 — *Odontopteris robusta* (Carbonifer); 5 — *Sagenopteris variabilis* (Cretacic superior); 6 — Frunză de *Glossopteris browniana* (Carbonifer — Permian); 7 — *Gangamopteris cyclopteroides* (Carbonifer — Permian); Cordaitale: 8 — *Cordaites* sp. (Carbonifer).

petiolate de formă deltoidală, adesea bilobate. Genul *Ginkgoites* (Pl. VIII fig. 1), din Triasicul superior — Cretacic inferior, avea frunze largi, în formă de evantai, traversate de o nervațiune fină.

4.2.3.5. **Clasa Coniferopsida** (Carbonifer — Actual). — Coniferele în flora actuală au o pondere majoră, sînt arborescente și se cunosc peste 550 de specii. Tulpina este columnară, de 20—40—100 m înălțime, cu ramificație monopodială sau rar simpodială la Taxodiacee. Frunzele sînt lungi, aciculare, uneori, dispuse altern, opus și verticilat. Fructificațiile sînt plasate în conuri (cele masculine mici de 2—5 cm lungime, iar cele femele de pînă la 20 cm lungime). Conurile femele sînt formate din solzi, fiecare solz purtînd ovule mici.

Coniferele primitive se cunosc din Carboniferul superior. În timp geologic au devenit dominante la sfîrșitul Jurascului. În Cretacicul superior coniferele, alături de angiosperme, au avut un rol important în formarea pădurilor, participînd prin masa lemnoasă la genera cîrăbunilor terțiari.

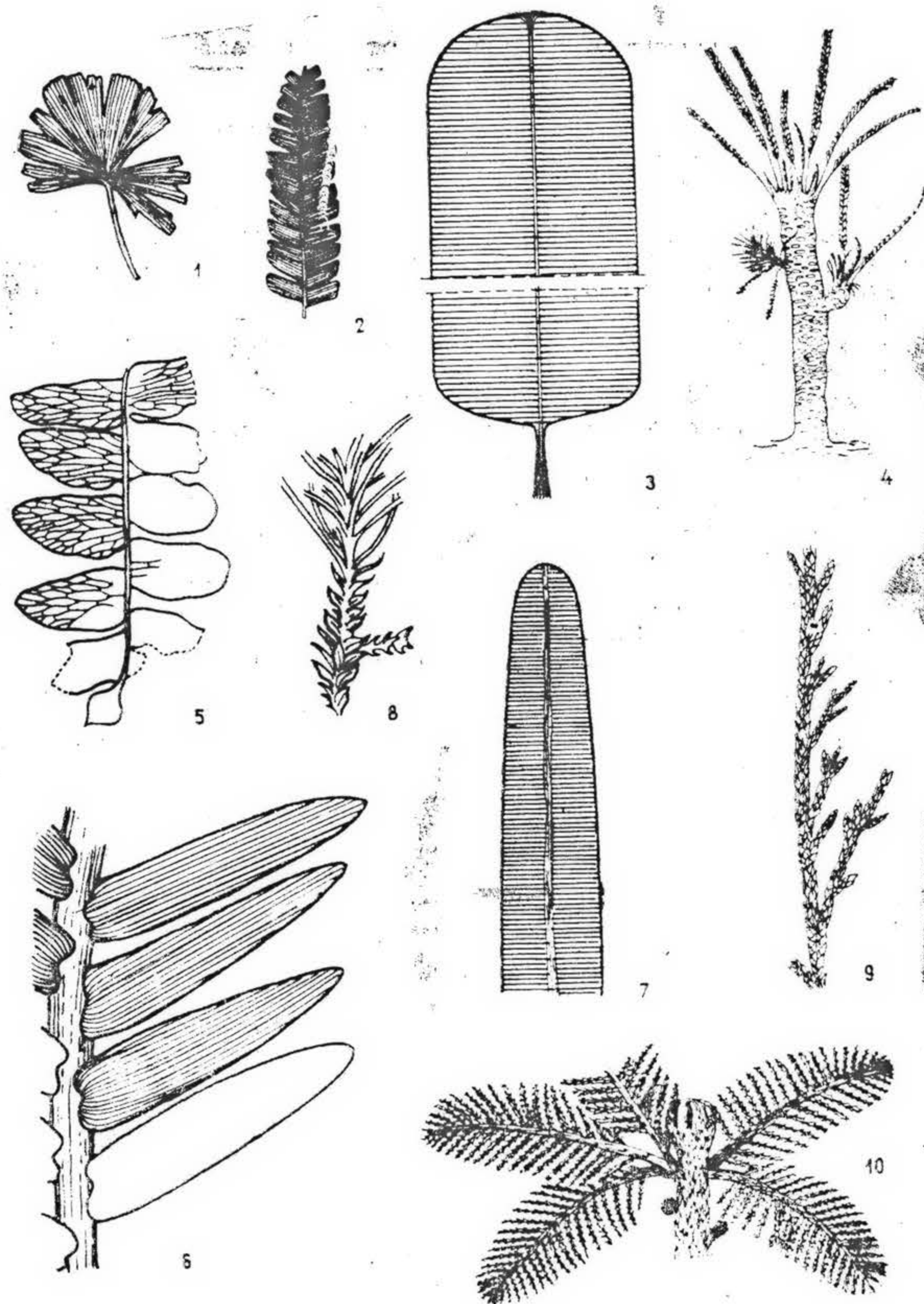
Dintre coniferele paleozoice menționăm: *Lebachia* (Pl. VIII fig. 10), arbori de dimensiuni mici, cu tulpina puțin ramificată. Frunzele erau aciculare dispuse în spirală. Conurile masculine de 1—2 cm lungime aveau poziție terminală, în timp ce conurile femele atingeau 5—8 cm lungime; *Voltzia* (Pl. VIII fig. 8) cu ramuri dispuse în verticile și frunze diferite. Cele din partea superioară erau liniare și aplatizate pe cînd cele inferioare erau mici falciform-decurente.

Coniferele întîlnite în Mezozoic au descendenți pînă astăzi. Unele familii cum ar fi Taxodiaceele, Araucariaceele și Podocarpaceele sînt în regres astăzi, față de rolul pe care l-au jucat în perioadele geologice (Jurasic — Cretacic — Paleocen). În schimb Pinaceele au o mare răspîndire în flora actuală. Dintre coniferele postpaleozoice cităm: *Brachyphyllum* (Pl. VIII fig. 9) din Triasic — Cretacic este cunoscut prin resturi de ramuri acoperite de frunze solzoase dispuse în spirală; *Sequoia* (Pl. IX fig. 1) din Cretacic — Actual, cu două specii: *S. gigantea* (arborele gigant) și *S. sempervirens*, localizate în pădurile din vestul Americii de nord (California). Sînt arbori ce ating pînă la 125 m înălțime și diametre de peste 10 m. Genurile fosile provin de la impresiunile foliare, trunchiuri, ramuri cu frunze. Trunchiuri și ramuri au fost întîlnite în poziție de creștere, în Oligocenul cu cîrăbuni din bazinul Petroșani; *Glyptostrobus* (Pl. IX fig. 2), din Cretacic — Actual, este un arbore de 4—5 m înălțime, iubitor de umezeală, care trăiește astăzi în China de Sud-Est. *G. europaeus* este o specie fosilă larg răspîndită în Terțiarul cu cîrăbuni din România.

Pinaceele se cunosc din Triasic. Astăzi sînt circa 275 de specii răspîndite cu predicție în emisfera nordică. Genurile *Abies* (bradul), *Picea* (molidul), *Pinus* (pinul) sînt reprezentate prin trunchiuri, frunze și frecvent grăuncioare de polen (Pl. IX fig. 3—4). Polenul sau microsporul (măscul) este prevăzut cu doi saci aeriferi, globuloși, prin intermediul cărora pot să se mențină în aer timp îndelungat. Răspîndirea lor se face prin vînt sau prin insecte.

4.2.4. ÎNCRENGĂTURA ANGIOSPERMATOPHYTA (Triasic superior — Cretacic — Actual)

Angiospermele sau plantele cu flori constituie circa 58% din ansamblul florei actuale cu peste 290 000 specii. Au tulpină monopodială sau simpodială, ramificată, cu o coroană bine dezvoltată. Frunzele au forme diferite: pot fi întregi, sectate (cu diviziuni) sau compuse (Pl. IX fig. 5—30). O frunză este alcătuită din trei părți: limbul



Plasa VIII

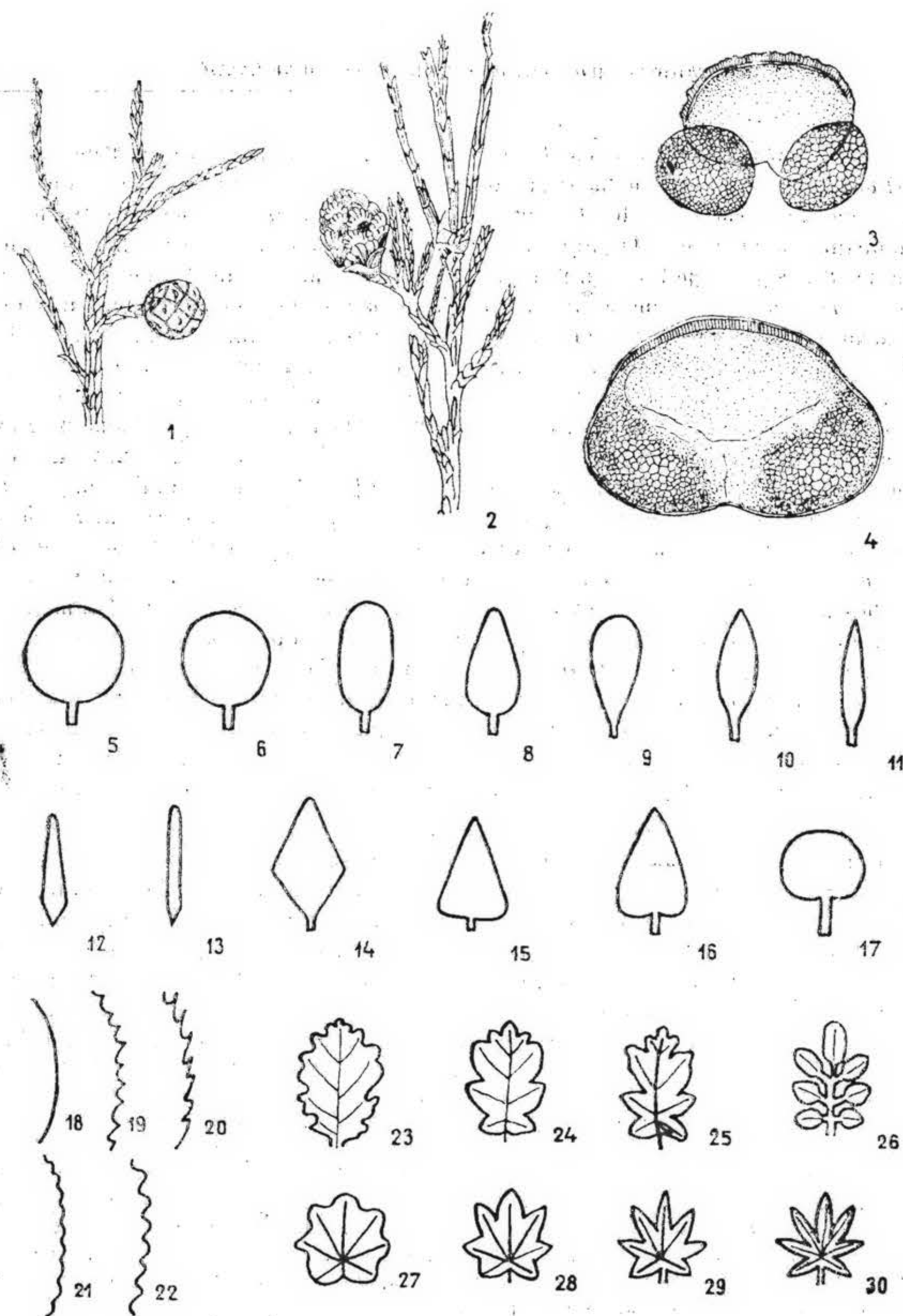
Gimnosperme: Ginkgoale: 1 — *Ginkgoites acosima* (Jurassic). Cycadopsida: 2 — *Nilssonia compta* (Jurassic); 3 — *N. banatica* (Liasic); 4 — *Williamsonia seawardiana* (Jurassic); 5 — *Ctenis burejensis* (Cretacic inferior); 6 — *Otozamites aninensis* (Lias); 7 — *Taeniopteris muensteri* (Liasic). Conifere: 8 — *Voltzia heterophylla* (Triassic inferior); 9 — *Brachyphyllum mammillare* (Jurassic superior); 10 — *Lebachia piniformis* (Permian inferior).

(lamina) lat și străbătut de o rețea de nervuri, pețiolul (codița) care susține limbul și teaca pețiolului prin care se face prinderea de ramuri. Caracterile morfologice ale limbului și nervațiunea frunzelor de angiosperme sînt caractere importante în determinarea genurilor și speciilor. Organul caracteristic angiospermelor este floarea. Floarea se compune din sepale, petale, stamine și pistil. Stamina are un filament ce poartă o anteră cu 4 saci polinici, unde se formează grăuncioarele de polen. Forma, mărimea și ornamentația exinei permite determinarea angiospermelor pe baza studiilor de polen — principiu ce stă la baza palinologiei. Pistilul este format din carpele sudate, ovarul care închide la interior ovulul, de unde și numele dat acestor plante (gr. *anggeion* — vas, cutie; *sperma* = sămînță), deci plante cu sămînța închisă într-o cupă. După fecundare, ovulul se transformă în fruct și conține la interior semințele dezvoltate din ovule. După embrionul prevăzut cu unu sau două cotiledoane (gr. *kotiledon* — cupă), adică cu frunza sau frunze embrionare ce apar din semințe, angiospermele se împart în două clase: Mono- și Dicotyledonate. Din numărul mare de angiosperme fosile determinate pe bază de impresiuni foliare, lemne, polen etc. sînt destul de nesigure genurile întilnite în depozitele triasice și jurasice. Dintre acestea menționăm: g. *Sanmiguelia* — frunză palmată (40 × 26 cm) cu nervuri paralele asemănătoare palmierilor actuali; *Sassendorfites* și *Propalmophyllum* din Jurasicul mediu. În Cretacicul inferior din emisfera nordică, la latitudini mici, apar primele angiosperme primitive (Portugalia și Siberia orientală), în special Palmaceae, Magnoliaceae, Typhaceae. Abia în Cretacicul superior, angiospermele se răspindesc areal, la toate latitudinile, devenind predominante, astfel încît neofiticeul (Cretacic superior — Actual) reprezintă așa-numita eră a angiospermelor.

4.2.4.1. Clasa Dicotyledonate (Triasic superior — Cretacic — Actual). — În flora actuală se cunosc aproape 220 000 specii de dicotiledonate, plante ierboase și lemnoase. Dintre genurile întilnite frecvent în depozitele terțiare cu cărbuni menționăm: *Cinnamomum* (Pl. X fig. 1) sau arborele de camfor cunoscut din Cretacic, cu frunze ovale sau lanceolate și marginea limbului întreagă, avînd trei nervuri ce pornesc din bază; *Magnolia* (Pl. X fig. 2) avea frunze mari cu marginea întreagă, nervațiune penată și nervuri secundare intercalare; *Zelkova* (Pl. X fig. 3) din Terțiar, avea frunze ușor asimetrice cu marginea puternic denticulată; *Betula* (Pl. X fig. 4) sau mesteacănul se cunoaște din Cretacic, avînd frunze ovale cu virful acuminat, marginea serată și nervațiunea penată; *Quercus* (Pl. X fig. 5), stejarul apare din Cretacic, cu frunze lungi, denticulate sau lobate; *Fagus* (Pl. X fig. 6) sau fagul, tot din Cretacic, are frunze ovate cu marginea fin denticulată; *Acer* (Pl. X fig. 9), arțarul din Cretacic, cu frunze lobate (cu 3—5 lobi), marginile denticulate și nervațiune palmată; *Myrica* (Pl. X fig. 7) se cunoaște frecvent din Oligocen și Pliocen, prin impresiuni de frunze liniare sau lanceolate, cu marginea întreagă pînă la denticulat-lobată; *Salix* (Pl. X fig. 8), salcia din Cretacic, cu frunze lanceolate, marginea întreagă sau serată, nervațiune penată; *Buettneria* (Pl. X fig. 10) întilnită în Miocen și Pliocen, în bazinele Gorj, Derna, Borsce și Baraolt. Frunzele, ovat-cordate, au virful acuminat și marginea întreagă.

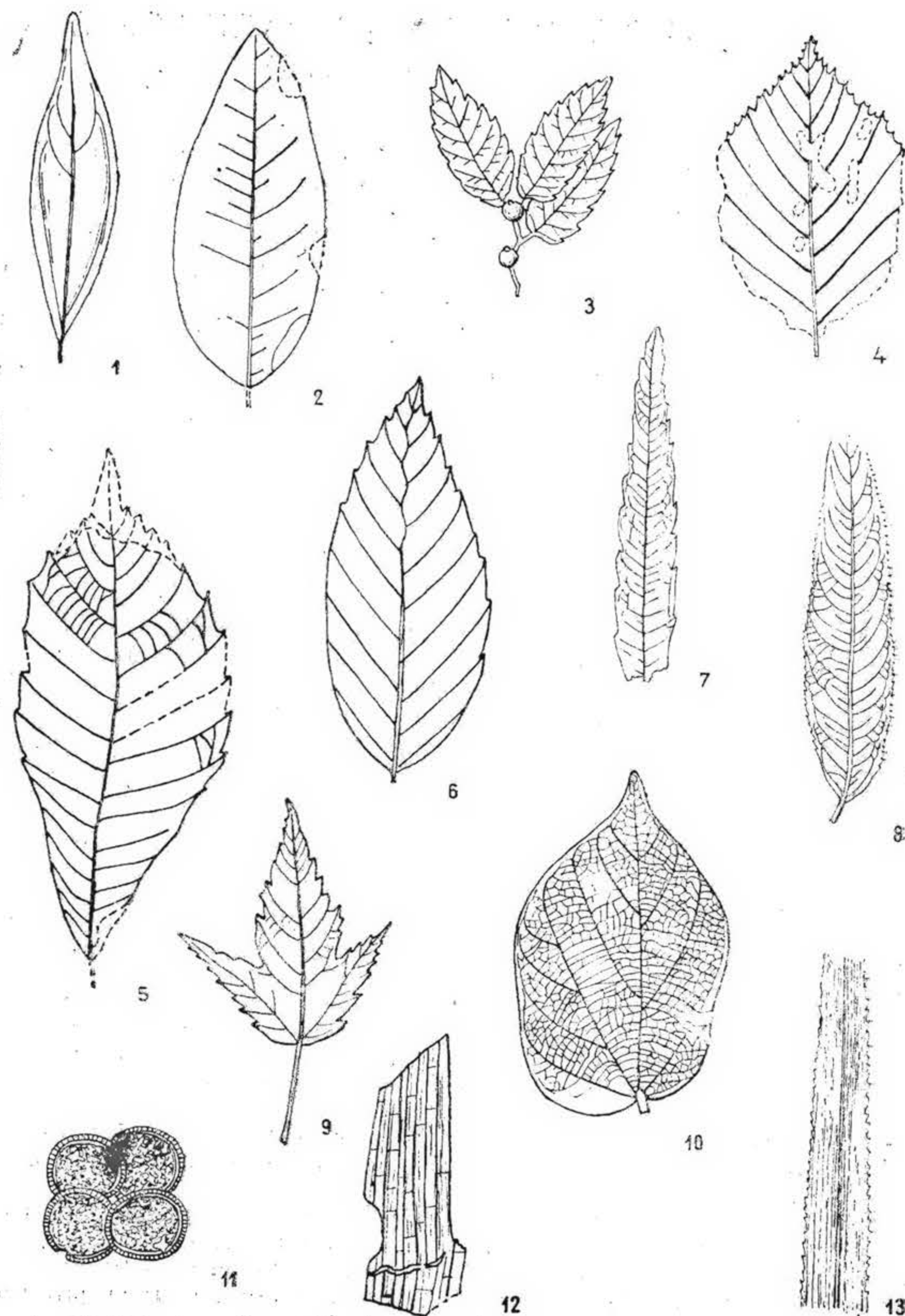
4.2.4.2. Clasa Monocotyledonate (Triasic superior — Actual)

Se cunosc în flora actuală peste 70 000 de specii, ierboase sau lemnoase. Dintre genurile des întilnite în depozitele cu cărbuni din Terțiar amintim: *Typha* (Pl. X fig. 11—12) sau papura, fragmente de frunze înguste cu nervuri paralele, fine, prinse prin scurte punți transversale; *Pandanus* (Pl. X fig. 13) plantă arborescentă, cu frunze lungi avînd marginea dentată și nervuri paralele.



Planşa IX

Gimnosperme, Conifere: 1 — *Sequoia couttsiae* (Terțiar); 2 — *Glyptostrobus europaeus* (Terțiar); 3 — Polen de *Abies* (Pliocen); 4 — Polen de *Picea* Miocen). Angiosperme: forma limbului foliar: 5 — rotundă; 6 — subrotundă; 7 — eliptică; 8 — ovată; 9 — obovată; 10 — oblongă; 11 — lanceolată; 12 — subulată; 13 — liniară; 14 — romboidală; 15 — triunghiulară; 16 — cordată; 17 — reniformă; marginea limbului: 18 — întreagă; 19 — dințată; 20 — serată; 21 — crenată; 22 — sinuată; modul de lobare al limbului: 23 — penat-lobată; 24 — penat-fidată; 25 — penat-partită; 26 — penat-sectată; 27 — palmat-lobată; 28 — palmat-fidată; 29 — palmat-partită; 30 — palmat-sectată.



Planşa X. Angiosperme:

1 — *Cinnamomum lanceolatum* (Terțiar); 2 — *Magnolia mariae* (Oligocen); 3 — *Zelkova* (Terțiar); 4 — *Betula macrophylla* (Terțiar); 5 — *Quercus (Cyclobalanopsis) dacica* (Oligocen); 6 — *Fagus attenuata* (Cuaternar); 7 — *Myrica lignitum* (Terțiar); 8 — *Salix varians* (Terțiar); 9 — *Acer trilobatum* (Terțiar); 10 — *Buettneria viviaefolia* (Terțiar); 11 — Polen de *Typha* (Neogen); 12 — Frunză de *Typha* (Neogen); 13 — *Pandanus* (Cretacic superior).

5. ELEMENTE DE PALEOZOOLOGIE (PALEONTOLOGIE)

Regnul animal ca și cel vegetal este subdivizat în două unități mari: *Protozoa* în care se include majoritatea organismelor microscopice, unicelulare cu protoplasmă și nucleu, prevăzute sau nu cu un înveliș protector sau test, de regulă păstrat în sedimentele fosile și *Metazoa*, animale pluricelulare, alcătuite din celule diferențiate, grupate în țesuturi, cu schelet sau protejate de o cochilie ce se conservă prin fosilizare.

5.1. PROTOZOA (Protozoare)

5.1.1. ÎNCRENGĂTURA SARCODINA (Proterozoic — Actual)

5.1.1.1. **Clasa Actinopoda** — *Subclasa Radiolaria* — Protiste primitive prevăzute cu o celulă sferică, marine, utilizate în ultimul timp în biostratigrafia sedimentelor oceanice de vîrstă Mezozoică și Cainozoică. Celula radiolarilor atinge între 100 și 2 000 de microni în diametru; uneori grupate în colonii pot atinge 250 mm lungime. Protoplasma celulară este împărțită în două straturi: *ectoplasma* la exterior și *endoplasma* la interior, separate de o membrană numită *capsula* centrală (Pl. XI fig. 1). Prin capsula centrală ies pseudopodele asemănătoare unor filamente numite *filopode* sau *axopode*. Endoplasma conține nucleul, iar ectoplasma o serie de aglomerări gelatinoase numite *calymma*.

Scheletul radiolarilor este format din silice (Polycistina), din sulfat de stronțiu (celestină) (Acanthari) și din materie organică și 20% silice (Pheodaria).

Genuri mai importante: *Cenosphaera* (Pl. XI fig. 4), Triasic — Actual, test sferic cu capsula centrală și spinii radiali simpli, cochilia corticală, poroasă sau formată din pori poligonali; *Hexastylus* (Pl. XI fig. 3), Miocen — Actual, cochilie corticală sferică, poroasă, prevăzută cu 6 spini radiali; *Rhopalstrum* (Pl. XI fig. 2), Eocen — Actual, test discoidal spongios, macrosfera înconjurată de o cameră circulară din care pornesc trei baghete spongioase; *Dictyomitra* (Pl. XI fig. 6), Jurasic — Cretacic, test conic sau fusiform cu coaste bine dezvoltate și pe cefalis; *Holocryptocanium* (Pl. XI fig. 5), Cretacic, test format din cefalotorace închis în abdomen, cefalis neperforat, torace ca un clopot perforat cu trei spini.

5.1.1.2. **Clasa Rhizopodea** (Precambrian superior? — Cambrian — Actual). — Protozoare libere sau parazite, prevăzute cu organe de locomoție sau pseudopode, filiforme, anastomozate sau lobiforme.

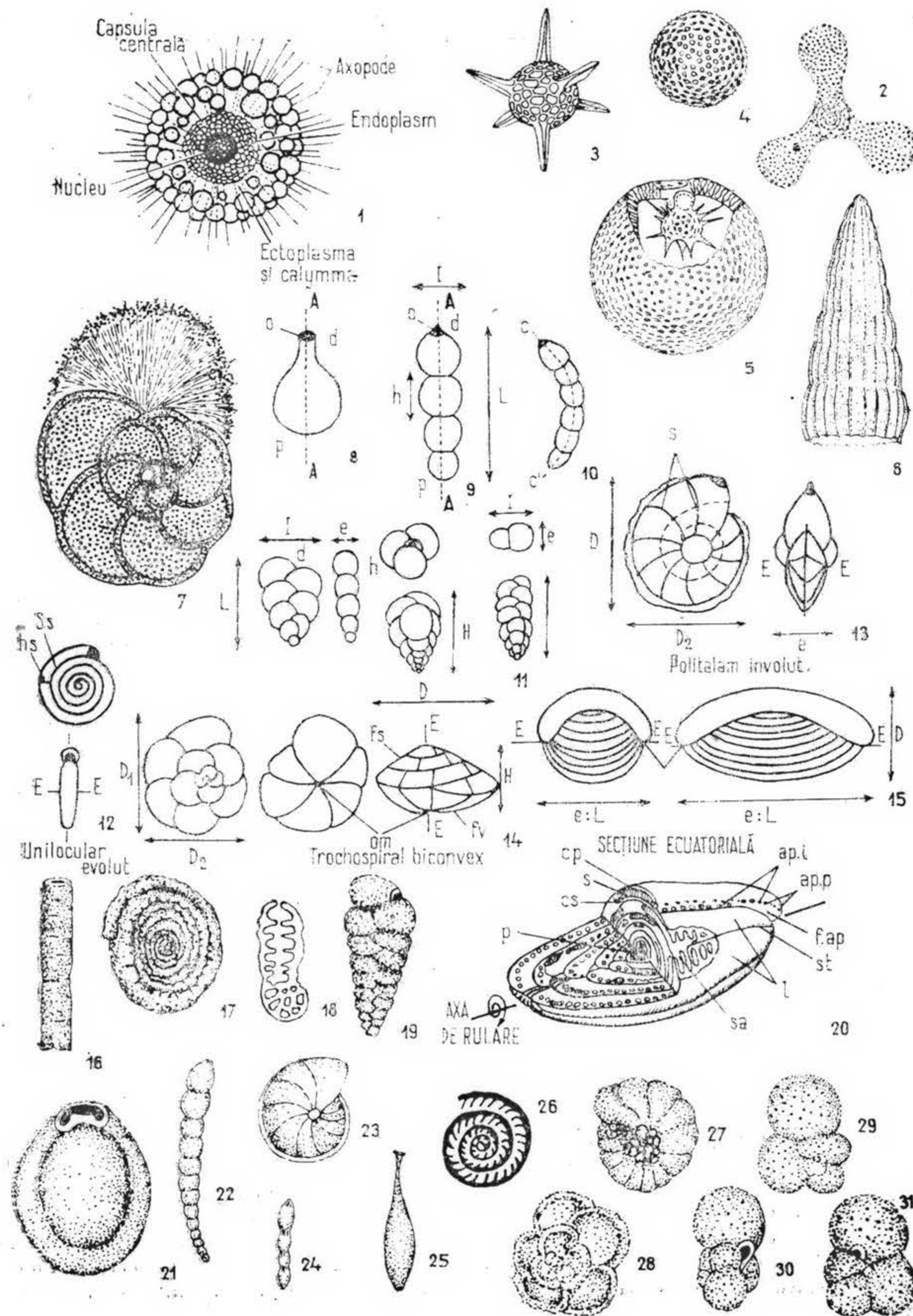
Subclasa Granuloreticulosia — *Ordinul Foraminiferida* (Cambrian — Actual). — Protozoare cu protoplasma împărțită în două straturi: extern — *ectoplasma* și intern — *endoplasma*. Conțin un singur nucleu sau mai mulți nuclei. Ectoplasma trimite la exterior pseudopode cu rol în captarea hranei. Construirea testului începe printr-o loje formată de pseudopode cu aspect de chist aglutinat, după care pseudopodele se retrag în interior pentru a începe calcificarea membranei interne și formarea celorlalte loje

(Pl. XI fig. 7). Testul se formează pe seama pseudopodelor și a ectoplasmei. Forma și poziția lojelor sînt caractere importante în determinarea foraminiferelor. Forma poate fi: sferică, globuloasă, piriformă, tubulară, truncată sau fistuloasă. Dispoziția lojelor este în linie dreaptă sau ortostegă, în zig-zag, planispiral (evolut, involut, combinat), pateliformă, trochospirală (conică), biserială sau textularoidă, cu loje dispuse pe două șiruri, agatisteg sau miliolin (în formă de ghem), uni- bi- și triserial și multiserial (Pl. XI fig. 8—15).

Foraminiferele cu o singură loje (cameră) se numesc *monothalam* sau *uniloculare*, cele cu două sau mai multe camere se numesc *polithalam* sau *multiloculare*. Testul are o deschidere prin care ies pseudopodele, numită *apertură*. Poziția și forma aperturii este extrem de variată. Natura testului este: membranoasă sau pseudochitinoasă ca la *Allogromiina*, aglutinată din granule diferite prinse într-un ciment calcaros sau silicios ca la *Textulariina*, granular-calcaros ca la *Fusulinina*, calcaros-porțelanos ca la *Miliolina* și calcaros-perforat ca la *Rotaliina*.

Foraminiferele reprezintă obiectul principal de studiu al *micropaleontologiei*, ele fiind foarte importante în stabilirea vîrstelor diverselor formațiuni traversate de foraje din arealele continentale dar și oceanice.

Genuri mai importante: *Bathysiphon* (Pl. XI fig. 16) familia *Astrorhizidae* — test monothalam, neramificat, tubular, perete aglutinat format din granule fine și spiculi de spongieri, Cambrian — Actual; *Ammodiscus* (Pl. XI fig. 17) familia *Ammodiscidae* — test rulat plan-spiral, format dintr-o loje tubulară terminată printr-o apertură circulară, Silurian — Actual; *Ammobaculites* (Pl. XI fig. 18) familia *Lituolidae* — test polithalam, inițial rulat plan spiral și apoi derulat, cu camere dispuse pe un singur șir, Carbonifer — Actual; *Textularia* (Pl. XI fig. 19) familia *Textularidae* — test biserial, cu loje dispuse pe două șiruri, alungit și apertura interiomarginală plasată la baza ultimei loje, Carbonifer — Actual; *Pyrgo* — *Biloculina* (Pl. XI fig. 21) familia *Miliolidae* — test oval cu proloculum terminală, plasată la joncțiunea celor două loje, prezintă central un dinte bifid în formă de T, Jurasic — Actual; *Borelis* (Pl. XI fig. 20) familia *Alveolinidae* — test calcaros, polithalam, fusiform sau sferoidal, cu loje și lojete separate prin septe și septule, apertura cu numeroase deschideri plasate în șiruri, Eocen — Actual; *Lenticulina* (Pl. XI fig. 23) familia *Nodosariidae* — test planspiral — involut, lenticular, biumbonat cu marginea radiată, Triasic — Actual; *Dentalina* (Pl. XI fig. 22) familia *Nodosariidae* — test uniserial cu loje globuloase sau aplatizate, dispuse sub forma unui șir curbat de tip enalosteg; *Nodosaria* (Pl. XI fig. 24) — familia *Nodosariidae* — test cu loje dispuse uniserial, sub forma unui șir drept — ortosteg, apertura radiată plasată pe ultima cameră, Permian — Actual; *Lagena* (Pl. XI fig. 25) — test unilocular cu aspect piriform, apertura circulară cînd este terminată printr-un tub, sau radiată lipsită de tub, Jurasic — Actual; *Rotalia* (Pl. XI fig. 27) familia *Rotaliidae* — test lenticular pînă la planconvex cu 8—10 loje pe turul de spirală, fața spirală netedă, cea ombilicală cu o îngroșare (calus), formată din pilieri anastomozati, apertura situată la partea internă a lojelor, Cretacic superior — Actual; *Nummulites* (Pl. XI fig. 26) familia *Nummulitidae* — test discoidal, cu rulare planspirală și loje separate prin septe ce lasă spre exterior un canal septal, septe sînt marcate la exterior prin filete spirale, Paleocen — Oligocen; *Rotalipora* (Pl. XI fig. 28), familia *Globotruncanidae* — test trochospiral biconvex cu ombilicul acoperit de două camere externe, suturi curbate, radiar-ombilicale, apertura interiomarginală, extra-ombilicală, Cretacic superior; *Globigerina* (Pl. XI fig. 29—31), familia *Globigerinidae* — test trochospiral cu loje sferice sau ovate, apertura interiomarginală, ombilicală, Eocen — Actual.



5.1.1.3. Clasa Ciliata (Silurian — Devonian — Jurasic — Cretacic — Actual) — Protozoare microscopice, pelagice — planctonice, prevăzute cu o *lorică* (căsuță calcaroasă) în formă de cupă, care conține la interior organismul viu. Prin orificiul oral al loriceii ies 12—24 de tentacule mobile (membranele). Atât membranele cât și cilii externi se dispun în spirală (Pl. XII fig. 1).

Ordinul *Tintinnida* cuprinde majoritatea ciliatelor fosile întâlnite în formațiunile carbonatate din Silurian — Devonian și Jurasic — Cretacic. Pe baza speciilor de *Tintinnide* s-a realizat biozonarea de detaliu a intervalului Tithonic — Valanginian inferior.

Genuri importante: *Calpionella* (Pl. XII fig. 2—3), lorica cu aspect de vas, zona aborală rotunjită, cea orală prevăzută cu gulerase scurte și drepte; *Tintinnopsella* (Pl. XII fig. 4), lorica oval-elipsoidală de pînă la 120 microni lungime, zona aborală rotunjită sau terminată printr-un spine caudal, zona orală prezintă un guleras evazat destul de proeminent. Genul tip *Calpionella carpathica* a fost descris de Murgescu și Filipescu din Tithonicul din Carpații Orientali; *Crassicollaria* (Pl. XII fig. 5), lorica alungită cu zona orală prevăzută cu o îngroșare plasată sub guleras, zona aborală ușor ascuțită; *Calpionellopsis* (Pl. XII fig. 6), lorica subcilindrică, zona orală îngustată cu guleras scurt dispus în interior.

5.2. METAZOA (Metazoare)

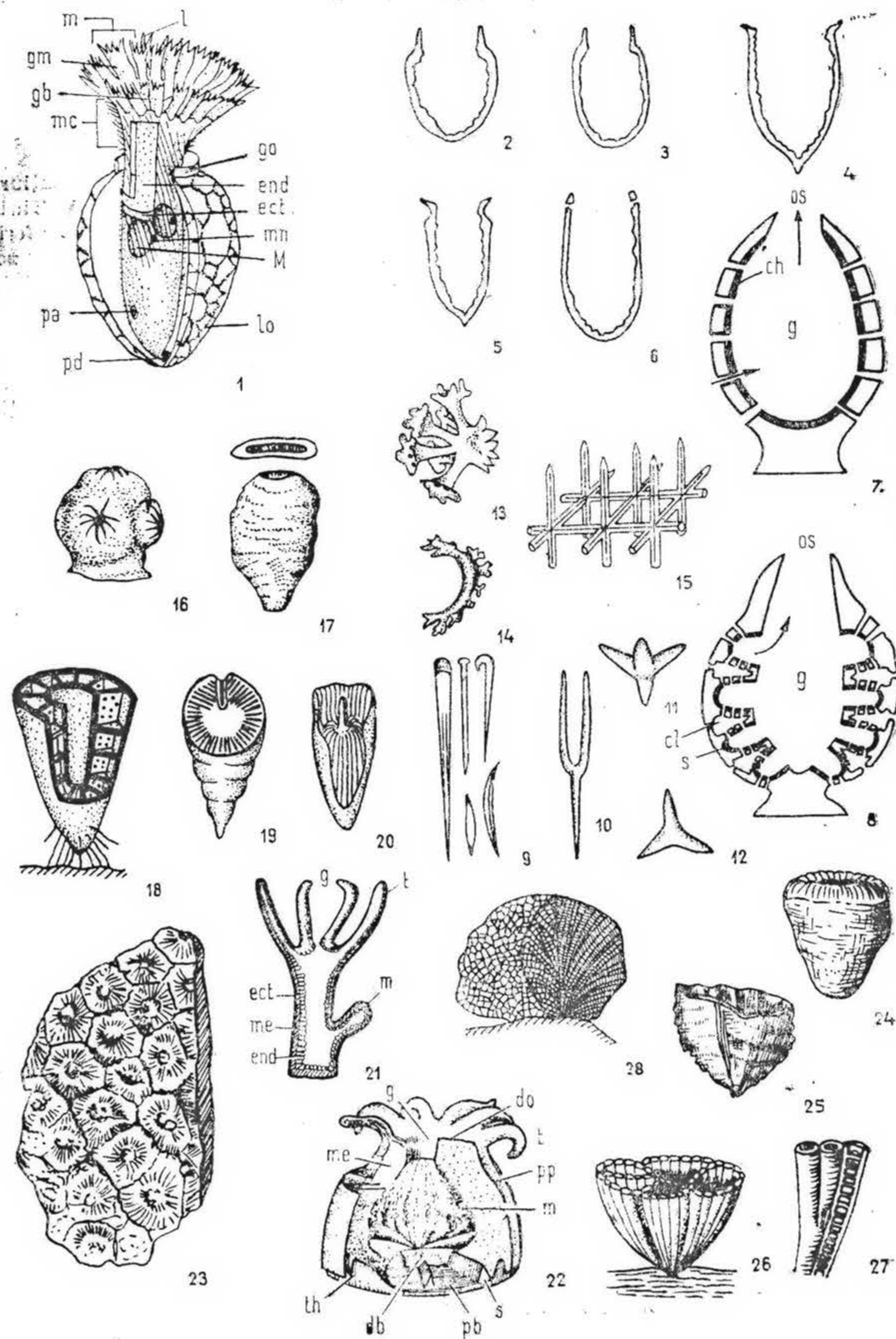
5.2.1. ÎNCRENGĂTURA PORIFERA (SPONGIERI)

(Proterozoic superior? — Cambrian — Jurasic — Actual)

Spongierii sînt organisme pluricelulare, cu corpul format din două straturi de celule nediferențiate în țesuturi și organe. Au corpul moale, în formă de sac, fixat prin partea inferioară și traversat de canale. La partea superioară au o deschidere numită *oscul*. Interiorul sacului sau cavității pseudogastrice este prevăzută cu celule speciale *coanocite*. Prin mișcarea flagelilor coanocitelor, se produce un curent de apă ce intră în cavitățile pseudogastrice. După modul de dispunere a coanocitelor se disting trei tipuri de spongieri: *ascon* (Pl. XII fig. 7), la care cavitățile sunt captușite cu coanocite, fiind străbătute de canale simple; *sycon* (Pl. XII fig. 8), cu perete atrial străbătut de canale multiple. Apa intră în pori, activează coșulețele vibratile și apoi trece în cavitățile pseudogastrice;

Planșa XI Protozoare:

Radiolari: 1 — morfologia capsulei centrale la Radiolari; 2 — *Rhopalastrum irvinense* (Miocen); 3 — *Hexastus triaxonicus* (Cuaternar); 4 — *Cenosphaera aspera* (Miocen); 5 — *Holocryptocanium barbui* (Cretacic); 6 — *Dictyomitra multicastrata* (Cretacic); 7 — *Foraminifera*: formarea lojelor (camere) la un Foraminifer; 8 — 15 — orientarea testului la Foraminifere și parametrii dimensionali (8 — test monotalam: A — axa de creștere p — proximal, d — distal, c — apertură; 9 — test politalam uniseriat, drept; I — lățime, h — înălțimea unei loje, L — lungimea totală; 10 — test uniseriat, arcuat; 11 — test biserial; i — lățime, e — grosime; 12 — test unilocular evolut; hs — înălțimea turei de spirală, Ss — sutura spirală, E — axa de rulare, D — diametrul; 13, 15 — test planspiral evolut; D — diametrul mare, D₂ — diametrul secundar (mic), E — E — axa spirală; e — lățime în zona ombilicală, S — pasul spirei; e : L — raportul dintre diametrul mic și lungimea testului; 14 — test trochospiral biconvex: D₁ — diametrul mare, D₂ — diametrul mic, H — înălțimea testului, om — ombilic, fv — față ombilicală, fs — față spirală); 16 — *Bathysiphon refulgens* (Actual); 17 — *Ammodiscus semiconstrictus* (Carbonifer); 18 — *Ammodiscus rhaeticus* (Triasic); 19 — *Textularia foeda* (Cretacic); 20 — caracterul morfo-structural la testul de Alveolinide (cp — canal postseptal; s — septum; cs — canal preseptal; p — proloculum; sa — septula; l — loje; st — sutură; fap — față aperturală; app — apertură principală; api — apertură intercalară); 21 — *Pyrgo clypeata* (Miocen); 22 — *Dentalina jacksonensis* (Eocen); 23 — *Lenticulina articulata* (Eocen); 24 — *Nedosaria simplex* (Dogger); 25 — *Lagena clavata* (Miocen); 26 — *Nummulites* (secțiune); 27 — *Rotalia septifera* (Miocen); 28 — *Rotalipora turomica* (Cretacic superior); 29 — 31 — *Globigerina inaequispira* (Eocen) (după Th. Neagu, 1979).



leucon, cu peretele corpului mai gros și un sistem de canale, inhalante și exhalante, desul de complicat. Scheletul spongiilor este secretat de celule speciale *scleroblaste* și rezultă din asocierea a numeroși spiculi silicioși sau calcaroși. La *spongiile silicioși*, spiculi mari formează *megascclere*, iar cei mici *microscclere* (acestea se observă la microscop). Principalele tipuri de spiculi silicioși sînt: *monoaxon* sau *diactin* (Pl. XII fig. 9) ca la *Monactinellidae*; *triaxon* și *hexactin* (Pl. XII fig. 10, 12) sînt spiculi cu 3 axe și 6 vîrfuri întîlniți la *Hexactinellidae*; *tetraxon* (Pl. XII fig. 11) cu 4 axe dispuse sub un unghi de 110° , ca la *Tetractinellidae*.

Spongiile calcaroși au spiculi de tip *triactin* (Pl. XII fig. 10, 12), cu 3 brațe sau în formă de diapazon. Spiculi cu structuri complicate poartă numele de *desme* (Pl. XII fig. 13-14) și se întîlnesc la *Lithistidae*.

Spongiile sînt solitari și mai rar coloniali. Prin acumularea spongiilor în timp geologic, dar, mai ales în Jurasic s-au format recifi.

Clasificarea spongiilor se face după natura minerală a scheletului și după morfologia spiculilor. Se cunosc 3 clase: *Calcispongi* — cu spiculi triactini din calcit; *Hexactinellide* — cu spiculi hexactini silicioși; *Demospongia* — cu spiculi diferiți dar tot silicioși.

Menționăm cîteva genuri: *Stellispongia* (Pl. XII fig. 16) — spongiile calcaros, colonial, format din indivizi emisferici uniți într-o bază comună cu oscul stelat, Triasic — Jurasic; *Tremadictyon* (Pl. XII fig. 17) — spongiile silicioși în formă de cupă aplatizată lateral, cu oscul alungit și pori inhalanți dispuși în rețea, gen întîlnit frecvent în Jurasicul superior din Dobrogea centrală; *Archaeocyathus* (Pl. XII fig. 18) — test în formă de con cu doi pereți calcaroși străbătuți de pori. Între peretele intern și cel extern se dispun un fel de „tabule” (planșee orizontale) și septe radiare, Cambrian.

5.2.2. ÎNCRENGĂTURA COELENTERATA

(Cambrian — Devonian — Jurasic — Actual)

Sînt organisme în majoritatea cazurilor marine, prevăzute cu alternanță de generații: asexuată sau polipul fixat, întîlnită mai ales în hidrozoare și corali (Pl. XII fig. 21-22) și sexuată mobilă, întîlnită la meduză. Pot trăi ca polipi solitari și coloniali, au simetrie radiară și sînt fixați de substrat.

Sistematic se împart în două clase: *Hydrozoa* și *Anthozoa*. Anthozoarele sau coraliierii au cavitatea gastrică împărțită în camere, prin pereți sau *sarcosepte*. Dintre corali paleozoici (ordinul *Rugosa* = *Tetracoralii* menționăm: g. *Cyathaxonia* (Pl. XII fig. 20) —

Planșa XII

Cl. Ciliata: 1 — morfologia unui Tintinid actual (m — membranele; gm — granule marginale; gb — granule bazale; mc — membrană ciliară; pa — por anal; pd — peduncul; lo — lorica; M — macronucleu; mn — micronucleu; ect — ectoplasma; end — endoplasma; go — guleră oral; l — lamina); 2 — *Calpionella alpina* (Tithon-Berrias); 3 — *C. elliptica* (Berrias); 4 — *Tintinnopsella carpathica* (Berrias-Valang.); 5 — *Crasicollaria intermedia* (Tithonic); 6 — *Calpionellopsis simplex* (Valanginian); Spongiile: 7 și 8 — tipuri structurale la spongiile (7 — ascon, 8 — sycon; os — oscul; ch — choanosom; g — cavitate pseudogastrică; ci — canale inhalante; ce — canal exhalant; s — schelet); 9 — spiculi monoaxoni; 10 și 12 — spiculi triactin, tetractin-tetraradiar; 13 și 14 — spiculi de tip desme; 15 — rețea scheletică; 16 — *Stellispongia glomerata* (Triasic — Jurasic); 17 — *Tremadictyon phylloideum* (Jurasic); 18 — *Archaeocyathus* (Cambrian); Coelenterata: 19 — *Zaphrentis* (Silurian — Perm); 20 — *Cyathaxonia cornu* (Carbonifer); 21 — morfologia unui polip (g — gura; ect — ectoderm; me — mesoglea; end — endoderm; m — mugur; t — tentacul); 22 — morfologia unui anthozoar (coral) (g — gura; me — mesenteron; th — teca; db — discul bazal; pb — placa bazală; s — septum; m — filamentele mesenteronului; pp — peretele polipului; t — tentacul; do — discul oral); 23 — *Hexagonaria hexagonum* (Devonian); 24 — *Monilivaltia* sp. (Triasic — Terțiar); 25 — *Flabellum* (Terțiar); 26-27 — *Halysites catenularia* (Devonian); 28 — *Favosites gothlandica* (Silurian).

polipier conic cu epitecă dar fără planșee orizontale, Carbonifer; g. *Zaphrentis* (Pl. XII fig. 19) — polipier conic, simplu sau cu septe ce nu ajung pînă în centrul caliciului iar, septa cardinală se afundă într-o cavitate numită *fosula*, Silurian — Permian; g. *Hexagonaria* (Pl. XII fig. 23) — polipier colonial cu septe îngroșate spre bază și calicii de formă hexagonală, Devonian.

Coralii mezozoici și cei întîlniți astăzi în mări și oceane sînt incluși în *ordinul Scleractinia* (*Hexacoralieri*). Un gen întîlnit frecvent în formațiunile jurasice este *Montlivaltia* (Pl. XII fig. 24) — coral izolat, de formă cilindro-conică, cu coaste septale proeminente; g. *Flabellum* (Pl. XII fig. 25) — din Neozoic, este un coral turtit cu septe numeroase, lățite spre centru.

Ordinul Tabulata grupează genuri numai fosile, întîlnite cu predilecție în Paleozoic. *Halysites* (Pl. XII fig. 26 și 27) — colonie cu calicii tubulare dispuse în serii liniare, fiecare individ prezentînd la interior tabule sau planșee orizontale, Devonian; *Favosites* (Pl. XII fig. 28) — colonie formată din indivizi tubular-prismatici cu pereții perforați și cu tabule la interior, Silurian.

5.2.3. ÎNCRENGĂTURA BRYOZOA (BRIOZOARE) (Ordovician — Cretacic — Actual)

Briozoarele sînt organisme coloniale, marine. Colonia numită *zoarium* are un aspect spongios cilindric sau ramificat. Zoarium este format din indivizi sau *zooci* protejați de o căsuță calcaroasă numită *zoecie*. Individul are o formă ovoidală și este prevăzut la partea superioară cu o coroană de tentacule așezate pe o bază cărnoasă numită *lofofor* (Pl. XIII fig. 1). În centrul lofoforului se află gura ce se continuă cu esofagul spre stomac, care are forma de U. Genul *Crisia* (Pl. XIII fig. 2) din Neozoic prezintă o colonie formată din segmente articulate cu zoecii dispuse lateral.

5.2.4. ÎNCRENGĂTURA BRACHIOPODA (BRACHIOPODE) (Cambrian — Jurassic — Actual)

Brachiopodele sînt organisme marine, solitare, fixate de substrat. Corpul moale al organismului este protejat de o cochilie formată din două valve inegale. Corpul organismului este protejat de o manta. În cavitatea mantalei se deschide gura, în jurul căreia se dispun prelungiri tubulare, alungite și răsucite spiral, care formează *lofoforul* sau aparatul brahial. Acesta este utilizat în respirație dar și în obținerea hranei. Cochilia are două valve: cea mare, *pedunculara*, se termină posterior printr-o prelungire numită *umbone*, iar cea mică *brahiala* (Pl. XIII fig. 3). Partea opusă umbonului reprezintă deschiderea sau regiunea frontală. Valvele au formă ovală sau sînt alungite ca la *Terebratula* (Pl. XIII fig. 4) și *Lingula* (Pl. XIII fig. 10). Cochiliile pot atinge pînă la 30 cm (*Horridonia* din Carbonifer). Suprafața valvelor poate fi netedă sau ornată cu spini, coaste. Anterior linia după care valvele se unesc se numește *linia frontală*. În partea posterioară, sub umbone, se află platoul cardinal cu dinți pentru închiderea valvelor, linia numindu-se *cardinală*. Sînt brachiopode la care legătura între valve se face cu ajutorul mușchilor de pe fața interioară, ca la *Inarticulata* (de ex. g. *Lingula*)

în timp ce la altele concură pe lingă mușchi și dentiția, ca la *Articulata* (de ex. *Terebratula*). Fixarea de substrat se realizează prin *pedunculul muscular* ce iese prin *foramen*. La cele paleozoice (Cambrian — Ordovician) pedunculul trece printre cele două valve, fără a exista un orificiu special, ca la *Lingula*. La altele, sub umbone se află o deschidere triunghiulară numită *deltirium*, prin care trece pedunculul (Pl. XIII fig. 5—9). La brachiopodele articulate partea posterioară a pedunculului secretă o placă numită *pseudodelidium* (Pl. XIII fig. 6). *Aparatul brahial* poate fi format din două apofize scurte numite *crure* (*Rhynchonella*), sub formă de benzi unite cînd formează *aparatul campilopegmat* (*Terebratula*) și răsucit spiral sau helicopegmat ca la *Spirifer* și *Atrypa*.

S-a constatat că brachiopodele ce trăiesc la adîncime au cochilia subțire, în timp ce cele din regiunea șelfului continental (pînă la 200 m) au cochilia groasă și bine ornamentată.

Sistematic se împart în două clase, în funcție de absența sau prezența dentiției: *Inarticulata* și *Articulata*. Ordinele se separă după modul prin care iese pedunculul printre valve, dispunerea mușchilor și tipul de aparat brahial.

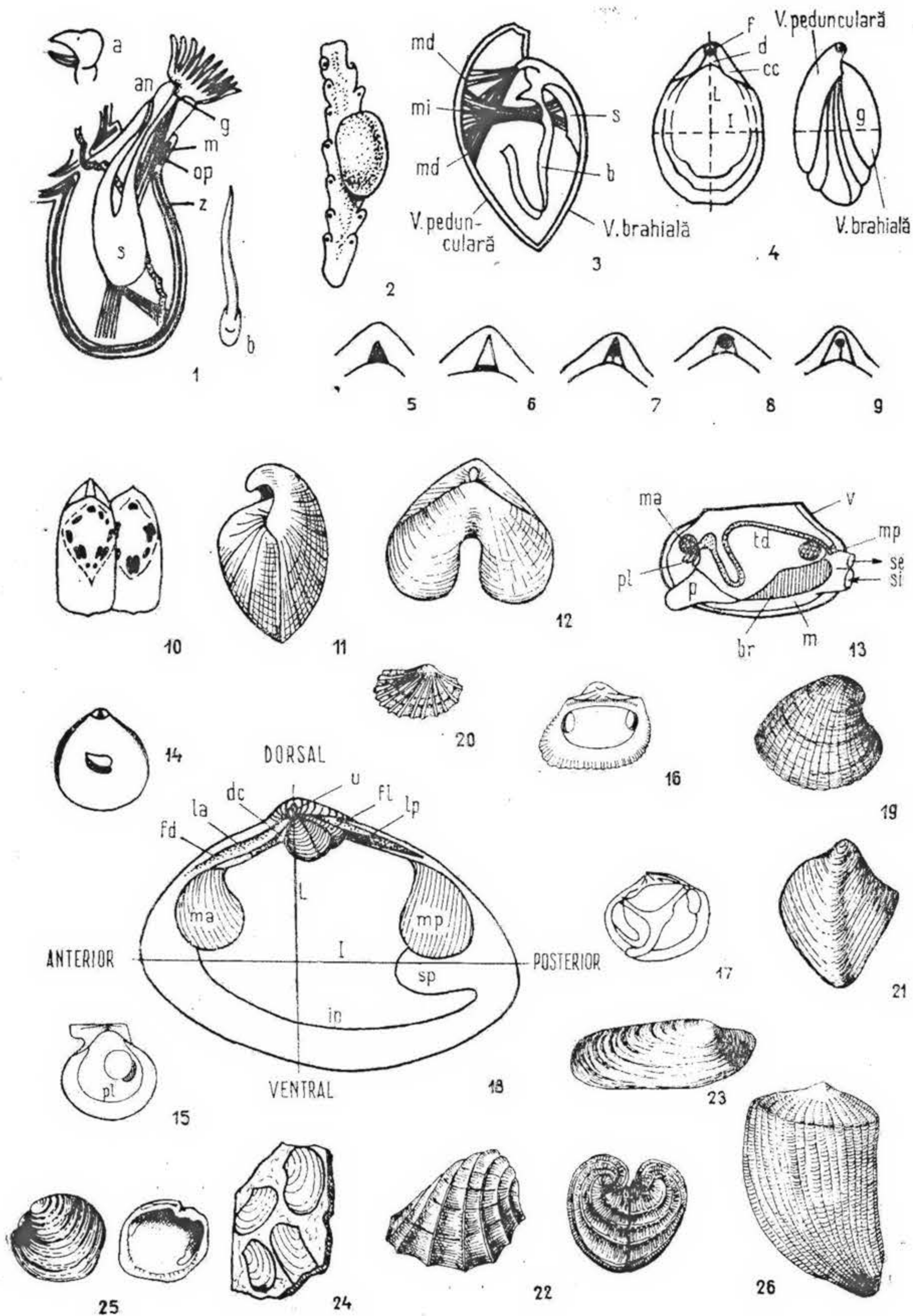
Menționăm cîteva genuri: *Lingula*, Ordovician — Actual, cochilie cu valve alungite, dreptunghiulare, umbone mic și peduncul ce iese simplu printre cele două valve, valvele prezentînd la interior impresiuni perechi sau neperechi a diferiților mușchi (abductor, adductor, dijuctor): *Stringocephalus* (Pl. XIII fig. 11), Devonian, cochilie de aproape 10 cm, cu valve biconvexe, valva pedunculară cu umbone proeminent, la exterior valvele erau netede, trăiau în areale recifale; *Pygope* (Pl. XIII fig. 12), Jurassic — Cretacic, cochilie cu valve subtriunghiulare prevăzute anterior cu o comisură frontală adîncă, întreruptă de un sinus ce separă cochilia în doi lobi, trăiau în zone de adîncime, bazinale.

5.2.5. ÎNCRENGĂTURA MOLLUSCA (MOLUȘTE) (Cambrian — Actual)

Moluștele cuprind peste 120 000 de specii din care aproape 35 000 sînt fosile, acvatic, marine sau de apă dulce, unele fiind adaptate și la viața terestră (gasteropode).

5.2.5.1. **Clasa Bivalvia (Lamelibranchiate — Pelecipode — Acefale)** Organisme marine sau de apă dulce, cu cochilie formată din două valve, de unde și numele de bivalve. Trăiesc fixate prin bîșus sau se afundă în mîl și nisip. Se numesc lamelibranchiate deoarece branhiile sînt lamelare. Unele sînt carnivore sau trăiesc cu detritus vegetal și plancton. Au posibilități reduse de mișcare. Corpul prezintă anterior și ventral sacul visceral, continuat printr-un organ mușchulos — piciorul (Pl. XIII fig. 13), cu ajutorul căruia se poate afunda în mîl sau în nisip. La unele bivalve piciorul nu există, fixarea făcîndu-se prin spinii de pe valve, iar deplasarea prin închiderea bruscă a valvelor, ca la g. *Pecten*.

Cochilia se compune din două valve ce se articulează între ele, prin partea dorsală, după *linia cardinală* prevăzută sau nu cu dinți. În funcție de planul de simetrie bivalvele pot fi simetrice, cînd planul trece printre cele două valve, sau asimetrice, cînd una din valve este conică, iar cealaltă este plată. Cînd valvele sînt egale cochiliile se numesc *echivalve* (*Macra*), iar cînd sînt inegale se numesc *inechivalve* (*Pecten*, *Ostrea*, *Spondylus*). Fiecare valvă are dorsal un umbone de unde începe creșterea valvei. Tot dorsal se plasează și ligamentul prin care se fixează valvele sau alteori prin ligament și dentiție. Dinții se dispun pe platoul cardinal, sub umbone, la interior și sînt dife-



rențiați în: *dinți cardinali* plasați central și *dinți laterali* anteriori și posteriori (Pl. XIII fig. 18).

Dentiția este de mai multe tipuri: *criptodontă* — neprevăzută cu dinți propriu-ziși, dar are o serie de cute simple pe marginea dorsală a valvelor prin care se fixează. Intre ele: *taxodontă* — la care pe platoul cardinal se dispun dinți mici, convergenți sau divergenți (*Arca*, *Anadara*, Pl. XIII fig. 16, *Anthracosia*, Pl. XIII fig. 24); *schizodontă* — la care pe valva stângă se află un dinte triunghiular ce separă două fosete și pe valva dreaptă doi dinți lamelari separați de o fosetă (*Trigonia*, *Unio* Pl. XIII fig. 23); *heterodontă* — cu dinți diferiți pe fiecare valvă, cardinalii dispuși central, lamelarii anteriori și posteriori cu fosetele respective (*Macra*, Pl. XIII fig. 18, *Lucina*, Pl. XIII fig. 25, *Paradacna*, Pl. XIII fig. 20, *Prosodacna*, pl. XIII fig. 22, *Stylodacna*; *pachiodontă* întâlnită la ovinul *Pachiodonta* (*pachys* = cu dinți groși), cu valve puternic inegale, una fiind conică și alta ca un opercul prezintă doi dinți groși și puternici ce intră în două fosete ale valvei conice. Cochiliile mari groase și deformate întâlnite în Jurasic și Cretacic reprezintă o adaptare la viața fixată din arealele recifale (*Diceras* și *Hippurites*, Pl. XIII fig. 26, *Radiolites*); *izodontă* — cu dinți și fosete simetric plasate față de foseta ligamentară care are o poziție centrală (*Spondylus*); *disodontă* — lipsită de dentiție, legătura dintre valve realizându-se prin ligament (*Chlamys*, Pl. XIII fig. 15, *Ostrea* Pl. XIII fig. 14, *Congeria*, Pl. XIII fig. 21). În interiorul valvelor se mai pot observa impresiunile mușchilor anteriori și posteriori (Pl. XIII fig. 18), ca la *Macra* sau numai impresiunea mușchiului posterior ca la *Ostrea* (Pl. XIII fig. 14). Când mușchii sunt egali ca mărime se numesc *izomiare*, când au un singur mușchi, de regulă cel posterior, se numesc *monomiare*, iar cele cu mușchii diferiți ca mărime se numesc *heteromiare*. Impresiunile mușchilor se unesc la interior după o linie numită *paliă* (aceasta poate fi neîntreruptă sau *integripaliată* sau întreruptă de un sinus posterior, mai rar anterior sau *sinupaliată*).

Clasificarea bivavelor fosile se face mai ales după dentiție pentru ordine, forma impresiunilor mușchiulare, impresiunea paliă pentru familii și genuri.

5.2.5.2. **Clasa Gastropoda** (Cambrian — Actual). — Din aproape cele 120 000 specii de moluște actuale, 90 000 de specii aparțin gasteropodelor sau melcilor. Organisme marine, dulcicole sau terestre, bentonice cu mare mobilitate, deplasându-se prin tirire cu ajutorul unui organ caracteristic — *piciorul*. Corpul se compune din în cap, sac visceral, picior și este protejat de o cochilie unică răsucită helicoidal (Pl. XIV fig. 1). *Cochilia* este secretată de manta, fiind în majoritatea cazurilor externă (Pl. XIV fig. 2). Rezultă din răsucirea unui tub conic al cărui vîrf numit *apex* reprezintă *protoconca*.

Planșa XIII

Briozoare 1 — morfologia unui Briozoar (*a* — avicularii; *b* — vibracularii; *z* — zoecie; *l* — lofofor; *g* — gura; *s* — stomac; *an* — anus; *m* — mușchi; *op* — opercul); 2 — *Crisia* sp. cu ovice a; (Terțiar). **Brachiopoda**: 3 — secțiune prin cochilia de Brachiopod (*md* — mușchi deschizător; *mi* — mușchi închizător; *b* — brahidium; *s* — sept mediu); 4 — elemente morfologice la genul *Terebratula* (*f* — foramen; *d* — deltidium; *cc* — comisura cardinală; *g* — grosime; *L* — lungime; *I* — lățime); 5–9 — tipuri de deltidium și deltidium (5 — deltidium; 6 — pseudodeltidium; 7 — deltidium sectans; 8 — deltidium discretum; 9 — deltidium amplexans); 10 — *Lingula* sp. (Cambrian — Actual, valvele văzute la interior cu impresiunile musculare); 11 — *Stringocephalus burlini* (Devonian mediu); 12 — *Pygope janitor* (Tithonic). **Lamelibranchiate**: 13 — morfologia internă a unui Lamelibranchiat (*se* — sifon exhalant; *si* — sifon inhalant; *m* — manta; *br* — branhii; *mp* — mușchi posterior; *ma* — mușchi anterior; *pl* — palp labiali; *td* — tub digestiv; *p* — picior; *v* — valve); 14 — *Ostrea* sp. (Carbonifer — Actual); 15 — *Chlamys* sp. (Triasic — Actual); 16 — *Anadara* sp. (Terțiar — Actual); 17, 25 — *Lucina* sp. (Jurasic — Actual); 18 — morfologia internă a valvei drepte de la *Macra fabreana* (*u* — umbone; *fl* — fosetă ligamentară; *lp* — dinți laterali posteriori; *dc* — dinți cardinali; *ma* — mușchi anterior; *mp* — mușchi posterior; *sp* — sinus paliat; *ip* — impresiunea mantalei); 19 — *Stylodacna heberti* (Pliocen); 20 — *Paradacna abichi* (Pliocen); 21 — *Congeria rhomboidea* (Pliocen); 22 — *Prosodacna neumayri* (Pliocen); 23 — *Unio rumanus* (Pliocen); 24 — *Anthracosia carbonaria* (Carbonifer — Permian); 26 — *Hippurites* (Cretacic superior).

Forma rezultată din răsucirea tubului este diferită, de la alungită, globuloasă, planspirală, senestră sau dextră. La cochilie distingem un *peristom* ce corespunde cu marginea deschiderii; dacă este întreg se numește *holostom*, dacă nu, este *sifonostom*; apexul sau vârful cochiliei, turele de spiră. Apertura corespunde cu deschiderea. Prin răsucirea cochiliei, pereții interni ai spirelor se sudează pentru a forma un stilp central numit *columelă*.

Forma cochiliei poate fi: planspirală (*Bellerophon*), trochiformă (*Trochus*), turiculată (*Turritella*), globuloasă (*Natica*) și convolută (*Conus*). Dintre genurile mai cunoscute cităm: *Bellerophon* (Pl. XIV fig. 3) din Ordovician — Permian, prezenta o cochilie planspirală cu un ombilic lateral mic, apertura subcirculară întreruptă de un șanț numit *pleurotomarian*, acoperit la exterior de o carenă; *Trochus* (Pl. XIV fig. 4) din Triasic — Actual, are o cochilie trochiformă, ușor conică, apertura subcirculară, peristomul holostom, pe suprafața cochiliei se observă tuberculi; *Viviparus* (Pl. XIV fig. 7), din Jurasic — Actual, cu cochilie formată din 4—5 ture de spiră, ultima tură mare și alungită, apertura circulară, holostomă, se cunosc multe specii de apă dulce; *Cerithium* (Pl. XIV fig. 8), Triasic — Actual, cu cochilie turiculată, ornamentată prin tuberculi dispuși în șiruri longitudinale și transversale, apertura alungită, peristom sifonostom, pliuri columelare în zona buzei interne; *Natica* (Pl. XIV fig. 5), Cretacic — Actual, cochilie globuloasă, cu ultimul tur de spiră foarte mare, peristom holostom, ombilicul acoperit de o îngroșare, cochilia poate atinge peste 15 cm, așa cum se întâlnește la

Aliman (Dobrogea de Sud), în Cretacicul inferior; *Conus* (Pl. XIV fig. 6), Cretacic — Actual, cu cochilie conică, involută, peristom îngust ca o fantă.

Gasteropodele pulmonate, adaptate la viața terestră prin existența pulmonului, sint cunoscute prin genurile *Planorbis* și *Helix*.

5.2.5.3. **Clasa Cephalopoda** (Cambrian — Devonian — Triasic — Jurasic — Cretacic — Actual). — Organisme exclusiv marine, foarte bune înotătoare, importante din punct de vedere stratigrafic deoarece mai ales în mările paleozoice, ca și în cele mezozoice, au fost foarte răspândite. Au dat fosile caracteristice pentru etaje și în cadrul lor pentru zone paleontologice. Morfologia corpului și a cochiliei a fost bine studiată la singurii reprezentanți actuali ai cefalopodelor, la genul *Nautilus* cu schelet extern și la *Sepie* cu scheletul intern (Pl. XIV fig. 9—10).

La *Nautilus* cochilia este rulată planspiral, avind camerele separate prin septe, ultima cameră mai mare fiind ocupată de corpul animalului. (Pl. XIV fig. 9). Restul camerelor este umplut cu aer. Are două perechi de branhii. Partea posterioară a corpului se prelungește printr-un tub numit *sifon*, care ajunge pînă în camera inițială. La *Nautilus* sifonul are două răsfringeri ce poartă numele de *gulerase retrosifonate*, iar sifonul are o poziție centrală (fig. V 10).

La *Ammonoidee* (grup numai fosil) cochilia este de asemenea rulată planspiral, cu camere separate prin septe dar cu *gulerase prosifonate*, sifonul plasindu-se ventral sau extern.

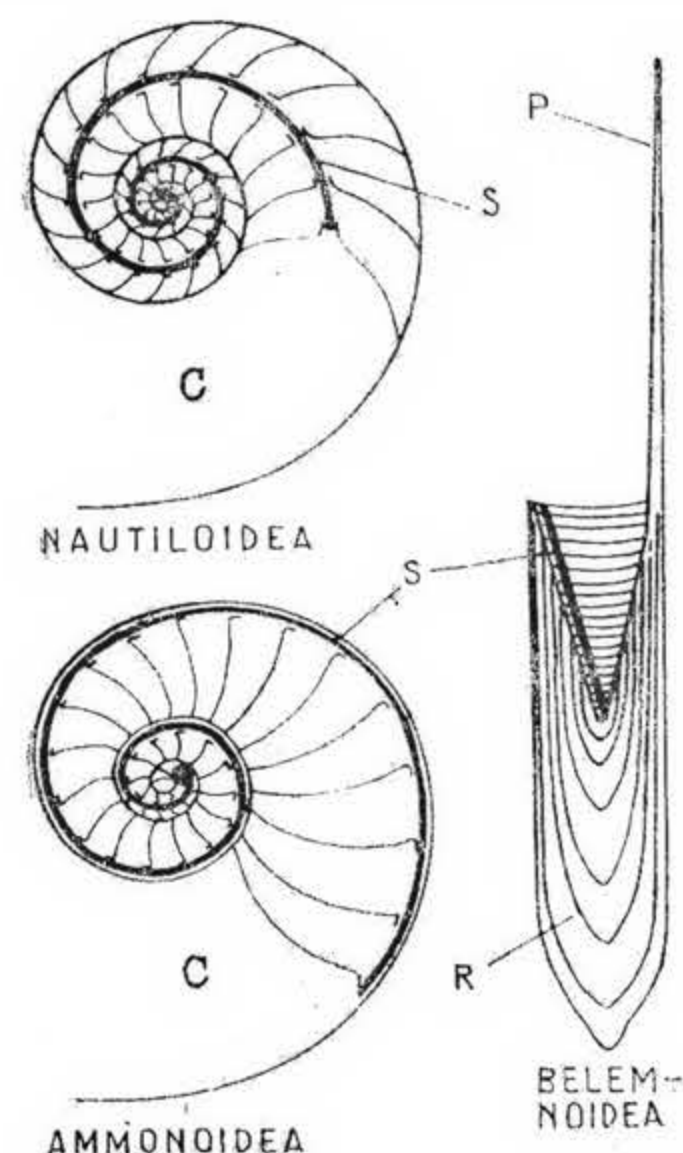


Fig. V.10. Caractere morfologice distincte între *Nautiloidea*, *Ammonoidea* și *Belemnoidea*. (după E. Thenius, 1976):

S — sifon, C — camera de locuit, R — rostrum și P — proostracumul.

Cefalopodele sint nectonice; după moarte cochiliile erau purtate de curenți la mari distanțe, de unde și caracterul de fosile caracteristice utilizate în corelări la mari distanțe atât în Paleozoic cit și în Mezozoic.

Tetrabranhiatele sint reprezentate prin:

— *Nautiloidee* cu genurile: *Orthoceras* (Pl. XIV fig. 11), Ordovician — Triasic, cu cochilie dreaptă, ortoconă și camere separate prin septe traversate de un sifon cu

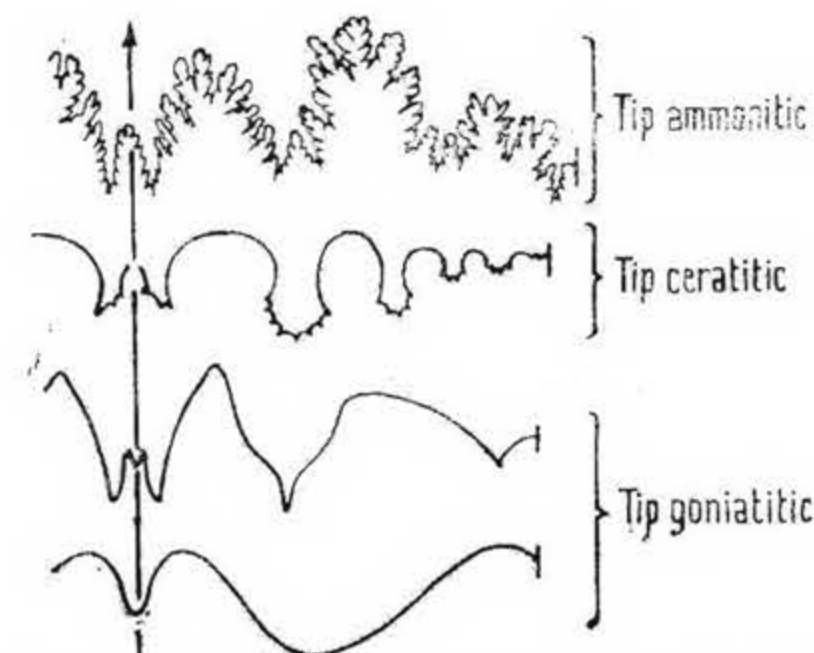


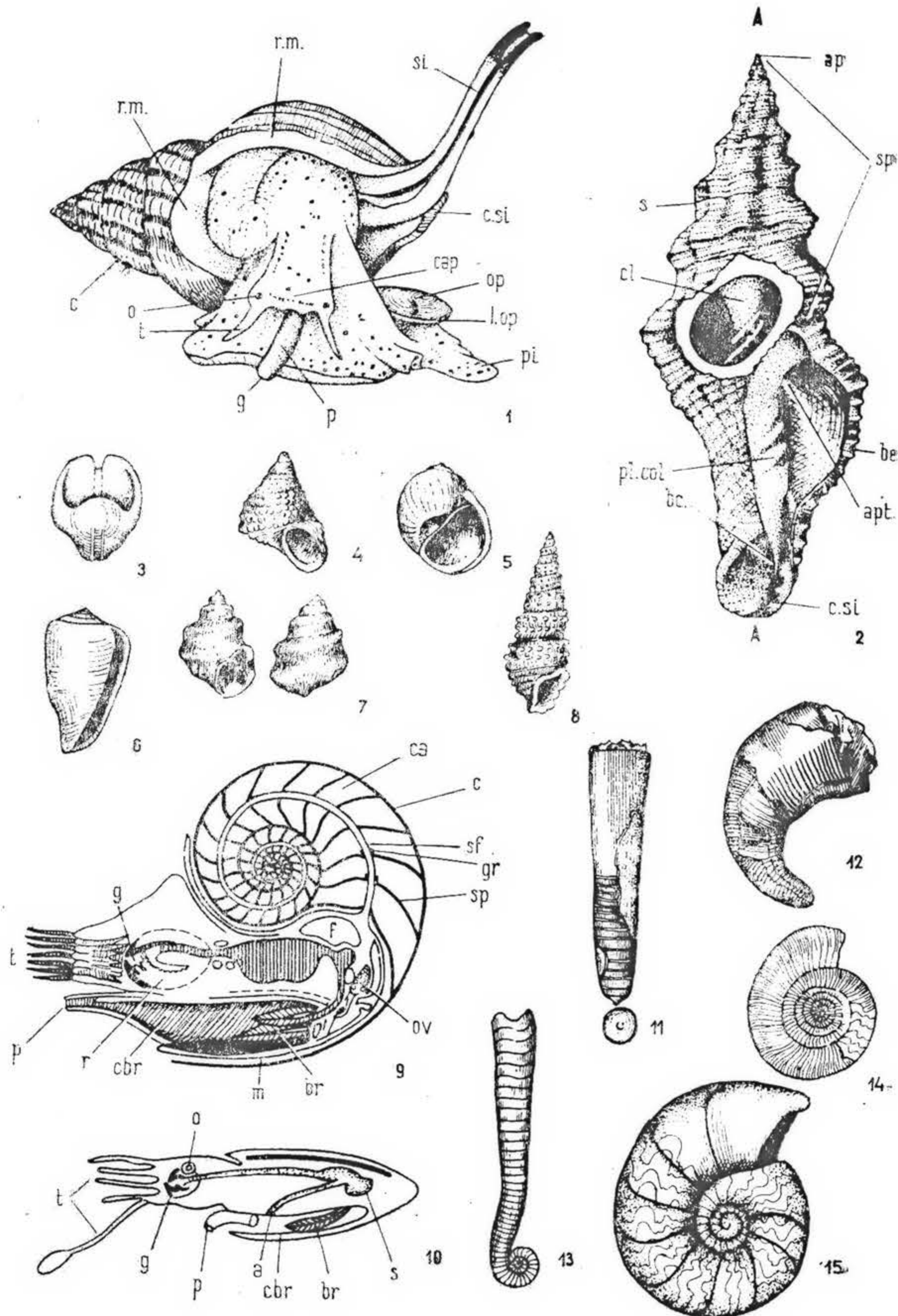
Fig. V.11. Tipuri principale de linii lobare sau de sutură la Ammonoidee.

gulerase retrosifonate, sifonul fiind dispus aproape central; *Cyrtoceras* (Pl. XIV fig. 12) Devonian, cu cochilie ușor curbată sau cirtoconă, sifon marginal extern; *Lituites* (Pl. XIV fig. 13), Ordovician — Silurian, cu cochilie rulată planspiral, după care devine dreaptă;

— *Ammonoidee*, grup foarte important din punct de vedere stratigrafic. La acest grup, pentru determinarea genurilor și speciilor, este foarte importantă *linia lobară* (de sutură). Această linie reprezintă contactul dintre septa de la interior cu peretele extern al cochiliei. În timp geologic se observă evoluția liniei de sutură de la *tipul goniatitic* (Devonian) cu lobi și seale nedivizate, la cel *ceratitic* (Permian — Triasic) cu lobi divizați și seale nedivizate și *amonic* (Jurasic — Cretacic) cu lobi și seale divizate (fig. V.11).

Dintre genurile de ammonoidee mai importante cităm: *Oxyclymenia* (Pl. XIV fig. 14), Devonian, cochilie rulată planspiral, involută, zona ombilicală largă, sifon intern sau dorsal, la exterior prezintă coaste fine și dese; *Ceratites* (Pl. XIV fig. 15), Triasic, cochilie rulată planspiral, involută, cu linia lobară ceratitică, apertura pătratică, la exterior prezintă coaste terminate ventral cu tuberculi sau noduri; *Arietites* (Pl. XV fig. 1), Liasic, cochilie involută, apertura pătratică, zona ventrală are o creastă separată de două șanțuri, la exterior are coaste simple; *Phylloceras* (Pl. XV fig. 2), Jurasic superior — Cretacic inferior, cochilie involută, cu zona ombilicală punctiformă, apertura ovală, linie lobară amonică cu lobi bifizi și trifilizi; *Macroscaphites* (Pl. XV fig. 3), Cretacic inferior, cochilie rulată inițial planspiral, după care se derulează devenind dreaptă și arcuată ca o cirje, la exterior prezintă coaste simple; *Baculites* (Pl. XV fig. 4), Cretacic superior, cochilie dreaptă cu apertură ovală.

Dibranhiatele sint prevăzute cu două branhii și au un schelet intern destul de redus, de unde și numele de *endocohle*, (Pl. XV fig. 5). Din această grupare este important *subordinul Belemnoidea*, la care scheletul este alcătuit din trei părți: *rostrum*, *fragmocon* și *proostracum* (fig. V.10). *Rostrumul* se păstrează prin fosilizare, are forma cilindro-conică cu terminații ascuțite, măciucate, lanceolate și rotunjite. În funcție de genuri,



rostrumul prezintă șanțuri ventrale, dorsale și laterale pentru inserția mușchilor. *Fragmoconul* este conic și se compune dintr-o alveolă conică formată dintr-o cameră inițială și alte camere mici, separate prin septe, toate străbătute de sifon. *Proostracumul* are formă de lamă, este cornos și nu se păstrează decât rareori prin fosilizare (această lamă se numește și os de sepie).

Belemnitiții se cunosc din Permian și până în Eocen. Dintre genurile mai cunoscute cităm: *Atractites* (Triasic); *Megateuthis* (Jurasic); *Hibolites* (Jurasic — Cretacic inferior) și *Belemnitella* (Cretacic superior).

5.2.6. ÎNCRENGĂTURA ARTHROPODA (Cambrian — Actual)

Organisme al căror corp este protejat de un înveliș extern numit *carapace*. Scheletul se compune din segmente articulate (arthron — articol). Astăzi reprezintă o lume extrem de diversă cu peste 1 200 000 de specii adaptate la diverse medii de viață. Corpul este împărțit în cap, torace și abdomen, uneori ultimele două pot fi și sudate. Sint artropode acvatice cu respirație prin branhii și terestre cu respirație prin trahei.

5.2.6.1. Clasa Trilobita (Cambrian — Permian). — Artropode numai fosile care au trăit în Paleozoic. Numele lor provine de la alcătuirea corpului din trei părți distincte, atât transversal cât și longitudinal. Erau organisme bentonice, cu dimensiuni de la câțiva mm până la 80 de cm. Corpul se împarte în: *cefalon*, *torace* și *pigidium* (Pl. XV fig. 6). *Cefalonul* (*capul*) are formă semicirculară și este format din *glabellă* dispusă central și obraji plasați lateral. Obrajii erau traversați de sutura facială care separă două zone: una internă sau fixă numită *fixigene* și alta externă sau mobilă numită *librigene*. Pe sutura facială sau lângă ea erau plasați ochii. În funcție de poziția liniei de sutură facială față de țepul genal distingem: *linia de tip opisthoparia* când se dispune în spatele țepului genal (Pl. XV fig. 8), *linia de tip gonotoparia* când se plasează în unghiul țepului genal și *linia de sutură proparia* plasată în fața țepului genal (Pl. XV fig. 9). Clasificarea trilobiților se face după tipul și poziția liniei de sutură facială.

Toracele se compune din segmente în număr variabil de la 2 la 24, articulate și care permiteau mobilitatea corpului. Fiecare segment era format din rahis central și pleure, care de regulă acopereau picioarele și branhile. Pleurele se terminau prin țepii pleurali. *Pigidium* sau coada rezultă din fuzionarea completă sau incompletă a unui număr variabil de segmente, poate avea rahis principal, pleure și țepi pigidiali.

Planșa XIV

Gastropoda: 1 — morfologia internă la *Buccinum undatum* (Actual); si — sifon inhalant; csi — canal sifonal; cap; op — opercul; lop — lobul opercular; pi — picior; p — proboscis; g — gura; t — tentacule; o — ochi, c — cochilie, rm — rășnă a mantalei (după Knight, 1960); 2 — elemente morfologice la o cochilie de gastropod (A — axă; ap — apex; sp — spirală; s — sutură; cl — columelă; apt — aper; tura; be — buza externă; pl.col — cute columelare; csi — canal sifonal; cl — columelă; bc — buza columelară); 3 — *Bellerophon* (Ordovician — Permian); 4 — *Trochus podolicus* (Pliocen); 5 — *Natica* sp. (Triasic — Actual); 6 — *Conus* (Cretacic — Actual); 7 — *Viviparus bifasciatus* (Pliocen); 8 — *Cerithium mitrale* (Miocen); **Cefalopode:** 9 — morfologia internă la genul actual *Nautilus* (Actual) (r — radulă; s — stomac; f — ficat; a — anus; o — ochi; t — tentacule; sp — septe; gr — guleraș; sf — sifon; c — cochilie; g — gura; ca — camere; ldm — lobul dorsal al mantalei; p — pilnie; cbr — camera brahială; ov — ovar; br — branhii; m — manta); 10 — morfologia internă la Sepie (Actual); 11 — *Orthoceras* sp. (Ordovician — Triasic); 12 — *Cyrtoceras murchisoni* (Devonian); 13 — *Lituus lituus* (Ordovician — Silurian); 14 — *Oxyclymenia undulata* (Devonian); 15 — *Ceratites nodosus* (Triasic).

Deoarece trilobiții au fost prezentați la capitolul de stratigrafie enumerăm doar câteva genuri mai importante: *Agnostus* (Cambrian); *Olenellus* (Cambrian inferior); *Paradoxides* (Cambrian mediu); *Iliaenus* (Ordovician); *Trinucleus* (Ordovician); *Calymene* (Silurian — Devonian mediu) și *Philipsia* (Carbonifer).

6.2.6.2. Clasa Crustacea (Ordovician — Actual). — Artropode acvatice, în mare parte marine, puține sînt de apă dulce. Sînt bentonici și nectonici. Au mare importanță deoarece pe baza speciilor, mai ales de Ostracode, se pot stabili vîrste destul de precise.

Ostracodele sînt crustacei microscopici întîlniți în ape dulci, salmastre și marine. Se cunosc din Ordovician — Actual. Carapacea se compune din două valve, ușor inegale, stînga ceva mai mare decît dreapta. Valvele prezintă două lamele: externă calcaroasă sau chitinoasă și internă formată din chitină. Partea moale a corpului este împărțită în cefalon și din torace, la care este fuzionat și abdomenul. Cefalonul este prevăzut cu antene, antenule, mandibule și maxile, iar toracele poartă trei perechi de apendici locomotorii (Pl. XV fig. 10). Valvele se fixează între ele printr-o țîșină formată din ridicături și scobituri care funcționează ca dinții de la bivalve. Tipurile fără dinți se numesc *adonte*, iar cele cu dinți numeroși, crenelați, se numesc *taxodonte*. Dentiția este extrem de diversă și importantă în sistematica ostracodelor. La interiorul unei valve distingem: impresiunile mușchilor dorsali, ale mușchilor adductori sau centrali și linia de concreștere dintre lamela externă și lamela internă (Pl. XV fig. 11). Din multitudinea de genuri menționăm doar: *Candona* (Pl. XV fig. 12, 14) din Oligocen — Actual, ostracod de apă dulce și salmastră cu valve oval-alungite și 6 impresiuni ale mușchilor adductori dispuse circular; *Cylthere* (Pl. XV fig. 13) din Pliocen — Actual, ostracod ce se întîlnește la adîncimi mici de maximum 20 m, în zona litorală a bazinelor marine, cu valve ovale, sinus ventral, dinți crenelați și 5 impresiuni ale mușchilor adductori (de închidere a valvelor).

5.2.7. ÎNCRENGĂTURA ECHINODERMATA (Cambrian — Actual)

Organisme superior organizate din grupul *Deuterostomieni*, prevăzute cu cavități generală, tub digestiv deschis la ambele capete (orificiul bucal și orificiul anal), sistem nervos și organe de respirație prin branhii. Partea moale a corpului este protejată de un test de natură calcaroasă. Din cadrul *echinodermelor* fixate de substrat sau *pelmatozoare* importante sînt clasele *Cystoidea*, *Blastoidea* și *Crinoidea*.

5.2.7.1. Clasa Cystoidea (Cambrian — Devonian). — Cochilie de formă sferică sau ovoidală, fixată de substrat printr-un peduncul scurt, format dintr-o singură placă sau mai multe plăci. Se cunosc și cistoidee pelagice lipsite de peduncul. Calciul sau teaca era format din plăci pentagonale perforate pe laturi. Prezenta trei orificii: oral circular cu dispoziție centrală, anal dispus pe o piramidă formată din 5 plăci triunghiulare și hidroporul plasat între cele două.

Un gen caracteristic pentru această clasă este: *Echinosphaerites* (Pl. XV fig. 15), întîlnit frecvent în Ordovician.

5.2.7.2. Clasa Blastoidea (Ordovician — Permian). — Pelmatozoare numai fosile cu simetrie pentaradiară, în formă de boboc. Calciul era alcătuit din cicluri succesive de plăci, fiind fixat de substrat printr-un peduncul scurt. Un gen caracteristic pentru această clasă este *Pentremites* (Pl. XV fig. 16) — calciu în formă de mugure cu trei

cicluri succesive de plăci: primul ciclu format din 3 plăci, al doilea ciclu format din 5 plăci radiale în formă de V și al treilea ciclu format din 5 plăci deltoideale. În porțiunea deschisă a plăcilor deltoideale se plasau zonele ambulacrare, petaloide. În centrul zonelor ambulacrare se deschidea orificiul bucal care era înconjurat de 5 orificii numite *spiracle*. Dintre acestea, un orificiu mai mare îndeplinea rolul de orificiu anal.

5.2.7.3. Clasa Crinoidea (Ordovician — Actual). — Organisme marine fixate de substrat printr-un peduncul care putea să atingă chiar 200 m lungime. Pedunculul se compunea din numeroase plăci columnale, de formă circulară, pentagonală sau stelată. Calciul era format din mai multe cicluri de plăci: o placă mare centrodorsală, 5 plăci bazale, 5 plăci infrabazale și 5 plăci brahiale, care suportau brațele formate din segmente calcaroase articulate, puternic ramificate. În centrul coroanei de brațe se deschidea orificiul bucal, iar marginal între cele două brațe plasate posterior era dispus orificiul anal. (Pl. XV fig. 17).

Clasa se subîmparte după morfologia calciului în subclasele: *Camerata* (Silurian — Devonian); *Inadunata* (Silurian — Permian); *Flexibilia* (Silurian — Devonian) și *Articulata* (Triasic — Actual).

5.2.7.4. Clasa Echinoida (Ordovician — Actual). — Sînt organisme cu posibilități de deplasare, bentonice, incluse în gruparea *Eleutherozoa*. Au corpul globulos, acoperit de un înveliș calcaros, cu spini. Testul prezintă două deschideri centrale, orificiul bucal și orificiul anal (Pl. XV fig. 18 A). Orificiile comunică între ele prin tubul digestiv și stomac. Aparatul masticator, format din numeroase piese calcaroase, poartă numele de *lanterna lui Aristot*. Scheletul echinidelor este impregnat cu carbonat de calciu și de magneziu.

La echinidele regulate sau endociclice de tip *Cidaris* testul, de formă sferică, prezintă la polul inferior *peristomul*, cu orificiul bucal în centru și la polul superior *periproctul*, cu orificiul anal în centru. De asemenea, testul se compune și din 5 zone interambulacrare, cu două șiruri de plăci acoperite de tuberculi și 5 zone ambulacrare, cu plăci traversate de pori, prin care ies ambulacrele (Pl. XV fig. 18). Plăcile zonelor interambulacrare sînt ornamentate prin spini și radiole, foarte mobile, permițînd echinidelor o deplasare prin rostogolire.

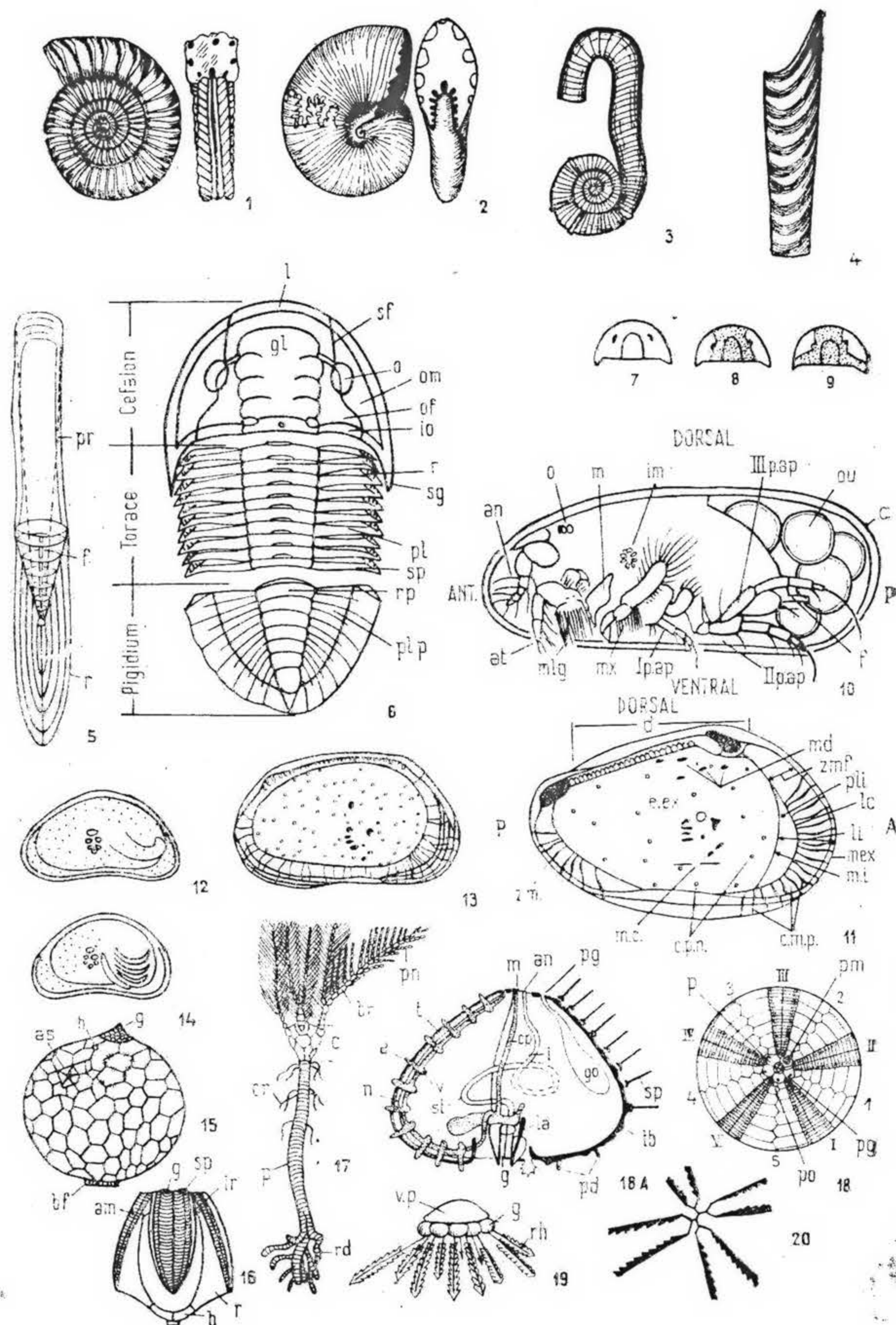
Echinidele neregulate sau exociclice au un orificiu bucal central, iar orificiul anal suferă o deplasare din centrul periproctului în zona interambulacrară III, situată în partea posterioară a testului. Această deplasare este un răspuns la schimbarea modului de viață, ele trăind afundate în ml sau nisip, fapt ce a dus la schimbarea simetriei de la radiară la o simetrie bilaterală.

Pentru clasificarea echinidelor sînt importante următoarele caractere: simetria testului, prezența sau absența aparatului masticator și numărul șirurilor de plăci din cadrul zonelor ambulacrare și interambulacrare.

Genuri mai importante: *Palaechinus* (Carbonifer); *Cidaris* (Triasic — Actual); *Salenia* (Cretacic — Actual); *Conulus* (Cretacic); *Clypeaster* (Eocen — Actual) și *Scutella* (Miocen — Actual).

5.2.8. ÎNCRENGĂTURA STOMOCORDATA (HEMICORDATE). (Cambrian — Carbonifer și Cretacic — Actual)

Organisme apropiate de cordate (vertebrate), considerate forme de trecere de la echinoderme la cordate. Lipsa cordonului dorsal sau a *notocordului*, dar prezența unui diverticul al faringelui sau *stomocord*, indică unele asemănări cu cordonul dorsal, dar fără a fi identic cu acesta din punct de vedere morfologic.



5.2.8.1. **Clasa Pterobranchia** (Cretacic — Actual) cu genul actual *Rhabdopleura* (Pl. XVI fig. 1). Organism colonial cu indivizi ce trăiau în căsuțe sau camere, formând în totalitate o colonie rămuroasă de natură chitinoasă. Indivizii comunică între ei printr-un filament tubular numit *stolon*. Aceste organisme sînt importante deoarece pe baza lor s-a stabilit poziția unui grup fosil de organisme *Graptoliții*.

5.2.8.2. **Clasa Graptolithina (Graptoliții)** (Cambrian — Carbonifer). Organisme coloniale, marine, bentonice sau planctonice, formate din *rhabdosomi* și indivizi tubulari plasați în teci (Pl. XV fig. 19). Dezvoltarea rhabdosomului începe dintr-o cameră inițială *sicula*. Stolonul sau axul se dezvoltă din siculă, determinînd apariția indivizilor sau a zooizilor în colonie. Colonia se compune dintr-un pneumatofor (veziculă plutitoare), gonoteci (organe de reproducere din care apare sicula), funiculul situat în interiorul unei capsule centrale prin care rhabdosomul se fixează de hidrocaul. Rhabdosomi pot fi simpli cu indivizi dispuși pe o singură parte *monoprinoizi* ca la *Monograptus* (Pl. XVI fig. 2), cu indivizi dispuși pe ambele părți ale axului ca la g. *Diplograptus* (Pl. XVI fig. 3) și ramificații dichotomice ca la *Dictyonema*.

Graptoliții au o mare importanță stratigrafică pentru zonarea etajelor din cadrul intervalului Ordovician — Silurian, dar și o mare importanță evolutiv-filogenetică deoarece sînt foarte apropiate de Cordate.

5.2.9. ÎNGRENGĂTURA CORDATE (CHORDATA)

Vertebrate cu morfologie variată, întîlnite în mediile acvatice, în sol și pe sol, ca și în aer. Au simetrie bilaterală, cu schelet intern, axial. Acest ax dorsal este flexibil și elastic și poartă numele de *notocord*. (Pl. XVI fig. 4). Din acest ax se dezvoltă ulterior coloana vertebrală. La toate cordatele, notocordul există în stadiul embrionar, iar la unele se menține în tot cursul vieții. Deasupra scheletului axial este plasat sistemul nervos central cu măduva spinării și creier, acestea din urmă protejate de un schelet osos — cutia craniană și coloana vertebrală. Complexitatea morfologiei și a ana-

Planșa XV

Cefalopode: 1 — *Arietites bucklandi* (Liasic); 2 — *Phylloceras heterophyllum* (Malm); 3 — *Macroscaphites yvoni* (Cretacic inferior); 4 — *Baculites anceps* (Cretacic superior); 5 — Morfologia unui Belemnit (*r* — rostrum; *f* — fragmacon; *pr* — proostracum). **Arthropode:** 6 — elemente morfologice la Trilobiți (*l* — limb; *o* — ochi; *of* — obraz fix; *om* — obraz mobil; *sg* — spin genal; *r* — rahis; *pl* — pleure; *gl* — glabella; *sp* — spini pleurali; *rp* — rahis pigidial; *plp* — pleure; *sf* — sutură facială; *io* — inel occipital); 7–9 — tipuri de suturi faciale (7 — hipoparia; 8 — opistoparia; 9 — proparia). — **Ostracode:** 10 — morfologia unui Ostracod, genul actual *Darwinula* (*m* — mandibula; *im* — impresiuni mușchiulare; *o* — ochi; *an* — antenule; *at* — antene; *mlg* — mandibulă lingă gură; *mx* — maxile; *I pap* — prima pereche de apendici toracici; *II pap* — a doua pereche de apendici toracici; *III pap* — a treia pereche de apendici toracici; *ou* — carapace; *f* — furca; după Benson, 1980); 11 — elemente morfologice la interiorul carapacei de Ostracod (*zm* — zona marginală; *mc* — mușchii centrali adductori; *eex* — lamela externă; *cpn* — pori normali; *cpm* — pori canalelor marginale; *mi* — marginea internă; *mex* — marginea externă; *li* — lamela internă; *lc* — linia de concreștere; *md* — mușchii dorsali; *zmf* — zona marginală fuzionată); 12, 14 — *Candona* sp. (Oligocen — Actual); 13 — *Cythere* sp. (Pleistocen — Actual) — **Cystoidee:** 15 — *Echinospaerites* sp. (*pf* — placa bazală; *g* — orif. bucal; *h* — hidropor; *as* — orif. anal). — **Blastoidee:** 16 — *Pentamerites* *g* — orif. bucal; *sp* — spiracle; *am* — ambulacre; *b* — plăci bazale; *r* — plăci radiale; *ir* — plăci deltoideale). — **Crinoidee:** 17 — elemente morfologice la crinoizi (*p* — peduncul; *cr* — cîr; *c* — caliciu; *br* — plăci brahiale; *pn* — plăci secundibrahiale); — **Echinoidee:** 18 — structura unui Echinid (*p* — periproct; *pm* — placă madreporică; *pg* — placă genitală; *po* — placă oclară; *I' V* — plăci ambulacrare: 1–5 — plăci interambulacrare); 18 A — morfologia internă a unui Echinid (*m* — orif. madrepor; *an* — anus; *pg* — por genital; *sp* — spini sau radiole; *tb* — tubercul; *pd* — pedicelarii; *br* — branhii; *g* — orif. bucal; *st* — stomac; *n* — cordon nervos; *la* — lanterna lui Aristot; *a* — ambulacre; *t* — test; *cp* — canal pietros). — **Stomocordate:** 19 — morfologia unei colonii de Graptoliți (*vp* — vezicula plutitoare; *gt* — gonoteci; *rh* — rhabdosomi); 20 — *Dichograptus* sp. (Silurian).

tomiei vertebratelor poate fi urmărită în timp geologic, de la peștii primitivi din Silurian, la amfibienii cu tipuri de tranziție în Devonian (*Ichtyostega*), la reptilele din Carboniferul superior, la păsările jurasice și în final la mamiferele din Triasicul superior.

5.2.9.1. Clasa Agnatha (Ordovician — Devonian). — Vertebrate primitive, fără maxilar inferior, întâlnite în Silurian și Devonian și cunoscute sub numele de *Ostracodermi*.

Ostracodermii erau vertebrate marine, adaptate la viața bentonică, având corpul aplatizat dorso-ventral sau fusiform. Scheletul intern era cartilaginos, neosificat, cu notocordul persistent și orificiul bucal adaptat la supt.

Dintre genurile cunoscute menționăm: *Cephalaspis* (Pl. XVI fig. 5) — *ordinul Osteostraci* (Silurian — Devonian inferior) — corp turtit dorso-ventral, cu capul acoperit de un scut cefalic, osos, rotunjit anterior. Aproape de planul de simetrie de situație orbitele, un indiciu al vieții bentonice. Între orbite exista și un orificiu pineal. Scutul cefalic se termina lateral prin două apofize posterioare. Toracele și abdomenul erau acoperite de solzi mari, dreptunghiulari. Corpul se termina cu o înotătoare heterocercă superioară. Dorsal prezenta o înotătoare; *Pteraspis* (Pl. XVI fig. 6) — *ordinul Heterostraci* (Silurian superior — Devonian) — corpul acoperit anterior prin plăci cefalice, cu ochi plasați lateral, înotătoarea codală heterocercă, corpul acoperit cu solzi mici, rombici.

5.2.9.2. Clasa Placodermi (Devonian) — pești primitivi cu corpul protejat de plăci osoase, dermice, schelet cartilaginos. Din această clasă genul *Coccosteus* (Pl. XVI fig. 7) de 50 cm lungime, cu partea ventrală plată, dinți conici (erau carnivori), ochii așezați lateral, orbita protejată de un inel sclerotical, cu înotătoare dorsală și codală heterocercă.

5.2.9.3. Clasa Chondrichthyes (Pești cartilaginoși) (Silurian superior — Actual) — Pești reprezentați astăzi prin rechini. Scheletul era cartilaginos în parte osificat. Genul *Cladoseleache* (Pl. XVI fig. 10) din Devonianul superior — Permian avea corpul pisciform cu coarda dorsală nesegmentată, capul cu contur semicircular, orbite situate spre partea anterioară, pe maxilare avea două șiruri de dinți; *Climacodus* (Pl. XVI fig. 8) din Devonianul inferior, corp fusiform prevăzut cu înotătoare perechi (două dorsale, două pectorale spiniforme și anale), codala heterocercă superioară.

5.2.9.4. Clasa Osteichthyes (Pești osoși). (Devonian — Actual) — Pești mai evoluți, cu schelet osificat, craniul format dintr-un mare număr de oase perechi și neperechi, opercul de protecție a branhiilor, corpul acoperit de solzi ganoizi, înotătoare codală heterocercă sau homocercă (cu lobii egali).

Subclasa Actinopterygii cuprinde pești ce populează astăzi apele râurilor și oceanelor. Dintre genurile fosile menționăm: *Lepidotus* (Triasic — Juristic) de la care se cunoște frecvent dinți semisferici numiți *Sphaerodus* (Pl. XVI fig. 14); *Clupea* (familia Clupeidelor — heringi și sardele) întâlnită frecvent pe șisturile disodilice de vîrstă oligocenă de la Săslănești - Muscel și *Alosa* (Pl. XVI fig. 13).

Subclasa Choanichthyes, cu reprezentanți din Devonian și pînă astăzi, cuprinde pești cu caractere importante în evoluția tetrapodelor, prin prezența choanelor, adaptare la respirația aeriană, precum și utilizarea înotătoarelor perechi pentru sprijin și pășit. Genul *Osteolepis* (Pl. XVI fig. 9), pește crossopterigian, cu înotătoarea codală heterosau dificercă, înotătoarele perechi de tip biserial, radiile erau prinse de un lob cărnos echivalent al humerusului de la tetrapode, corp acoperit de solzi rombici și netezi. Prin caracterele craniului se aseamănă cu genul *Ichtyostega* dintre amfibienii stegocefali; *Dipterus* (Pl. XVI fig. 11), pești dipnoi adaptați la viața în ape dulci, cu respirație dublă atât prin branhiile cit și prin pulmon.

În evoluția lor peștii au trecut de la formele cu schelet cartilaginos la tipurile cu osificare completă (Teleosteenii), de la tipurile adaptate la viața de fund, puțin mobile, la tipurile bune înotătoare cu deplasare rapidă.

5.2.9.5. Clasa Amphibia (Devonian — Actual) — Vertebrate tetrapode, adaptate atât la viața terestră, cit și la viața acvatică, (de la grecescul *amphibios* = ambele medii), cu membre adaptate la susținerea corpului și la mers, coloana vertebrală diferențiată în regiuni, cutia craniană încă cartilaginoasă, membrele anterioare posedă 4 degete, cele posterioare 5 degete. În timpul Permianului și Triasicului un grup cu rol important evolutiv a fost *Stegocephalii*. Caracterul esențial al grupului era prezența unor plăci osoase, craniene, de natură dermică, sculptate. Corpul atingea 4—5 m lungime. Craniul era turtit dorso-ventral, orbite cu inel sclerotical, orificii nasale situate la partea superioară a craniului, orificiu pineal posterior. La majoritatea stegocefalilor dinții erau de tip labirintic (Pl. XVI fig. 17). Cunoscut din Devonianul superior, genul *Ichtyostega* (Pl. XVI fig. 15) prezintă caractere apropiate de genul *Osteolepis* dintre peștii crossopterigieni. Conformarea craniului cu narine situate pe partea inferioară, prezența unui os subopercular, dispoziția dinților pe oasele maxilare, sînt caractere apropiate de peștii crossopterigieni. Înotătoarea codală este heterocercă, legată de cea dorsală. Trăiau în medii acvatice.

Un alt gen *Archaeosaurus* (Pl. XVI fig. 16), din Permianul inferior, avea aspectul unui crocodil, cu craniu triunghiular alungit, acoperit de oase sculptate. Partea posterioară a craniului nu se păstra. Corpul atingea 1,50 m lungime și era acoperit de solzi. După dinții numeroși, labirintici era carnivor.

Evoluția amfibienilor s-a realizat în paralel cu evoluția peștilor dipnoi și crossopterigieni încă din Devonian. Se presupune că amfibienii au apărut din peștii crossopterigieni (*Osteolepis*), prin genul *Ichtyostega*. (Pl. XVII fig. 1). Celelalte grupe vor apare în Carbonifer și Permian: *Lepospondyli*, *Rhachiteomi*, *Stereospondyli*. În Triasic își vor face apariția: *Lissamphibia*, *Urodelele* și *Anurele*. Din ramura Anthracosauria vor deriva în Carbonifer reptilele.

5.2.9.6. Clasa Reptilia (Carbonifer — Actual) — Vertebrate cu schelet complet osificat, regiunea cervicală individualizată, asigurînd o mare mobilitate corpului. Respirația este exclusiv pulmonară. Craniul înalt în partea posterioară și îngust spre partea anterioară, în spatele orbitelor se dispun fosele temporale datorită dezvoltării mușchilor ce acționează maxilarul inferior. Reptilele la care fosele temporale lipseau se numesc *anapsidiene* (Pl. XVII fig. 2), cele care posedă o fosă temporală pe laturile craniului plasate înaintea osului scuamosal sînt de tip *sinapsidian* (Pl. XVII fig. 4), altele cu o fosă temporală deasupra osului scuamosal sînt de tip *euriapsidian* (Pl. XVII fig. 3), iar cele cu două fose pe fiecare parte a craniului sînt de tip *diapsidian* (Pl. X II fig. 5). Craniul se articula la coloana vertebrală printr-un singur condil occipital. Structura membrilor este foarte variată, legată direct de diferitele medii de viață la care erau adaptate reptilele. Apărute din *Stegocephali* prin tipuri intermediare, reptilele caracterizează Mezozoicul, timp în care ating apogeul, adaptîndu-se la toate mediile de viață, terestre, acvatice și aeriene.

a) *Reptile* adaptate la zbor. La aceste reptile craniul avea trăsături aviene, oasele fiind sudate pentru a avea soliditate, iar articulația se făcea printr-un singur condil, în unghi drept. Maxilarele erau alungite sub formă de cioc. Membrele anterioare modificate în vederea zborului, degetele în număr de 5 aveau gheare, degetul 5 era foarte lung pe care se prindea *membrana alară* (aripa tegumentară). Membrele posterioare erau de tip reptilian, oasele goale la interior, ușoare, pentru a reduce din greutatea corpului. Aveau un zbor planat.

Genul *Rhamphorhynchus* (Pl. XVII fig. 6) cu dinți ascuțiți, coada lungă terminată printr-o paletă largă și rombică și genul *Pteranodon* (Pl. XVII fig. 7), un gigant zburător care atingea 7–8 m cu aripile deschise.

b) *Reptile terestre*. Incluse la *Dinosaurieni* sau reptilele gigantice, apar din Triasicul superior și ating apogeul în Jurasic – Cretacic. Craniul mic în raport cu corpul, centura pelviană de două feluri: *sauripelviană* de tip normal reptilian, cu pubis drept, plasat anterior și inferior și *avipelviană* cu pubis format din două ramuri: o ramură anterioară *propubis* și o ramură posterioară sau *postpubis*, paralelă cu osul ischian, conformație asemănătoare cu cea de la păsări (Pl. XVII fig. 9–10). Genuri cunoscute: *Diplodocus*, *Brontosaurus*, *Iguanodon* care aveau 10–25 m lungime și peste 25 tone greutate.

c) *Reptile acvatice* (Ichtyosaurieni). Erau marine și se cunosc din Triasicul superior – Cretacic. Genul *Ichtyosaurus* (Pl. XVIII fig. 3), din Triasic, avea corpul pisciform, craniu mare datorită dezvoltării maxilarelor. Coloana vertebrală constituită din vertebre de tip amficelic, înotătoare codală heterocercă superioară. Membrele transformate în palete înotătoare. Perfect adaptate la viața acvatică, erau vivipare, embrionul se dezvoltă în corpul matern.

d) *Therapsidele*. Reptile terestre cu craniu sinapsidian, arcada temporală puternică, dinți diferențiați în incisivi, canini și molari, condilul occipital scindat în două ramuri, membre cu poziție verticală, erau carnivore. Sunt importante deoarece din aceste reptile au evoluat mamiferele. Genul *Cynognathus* (Pl. XVIII fig. 6) din Trisaic, cu mandibula formată dintr-un singur os, dentarul și genul *Dicynodon* (Pl. XVIII fig. 7) cu craniu prevăzut cu defense.

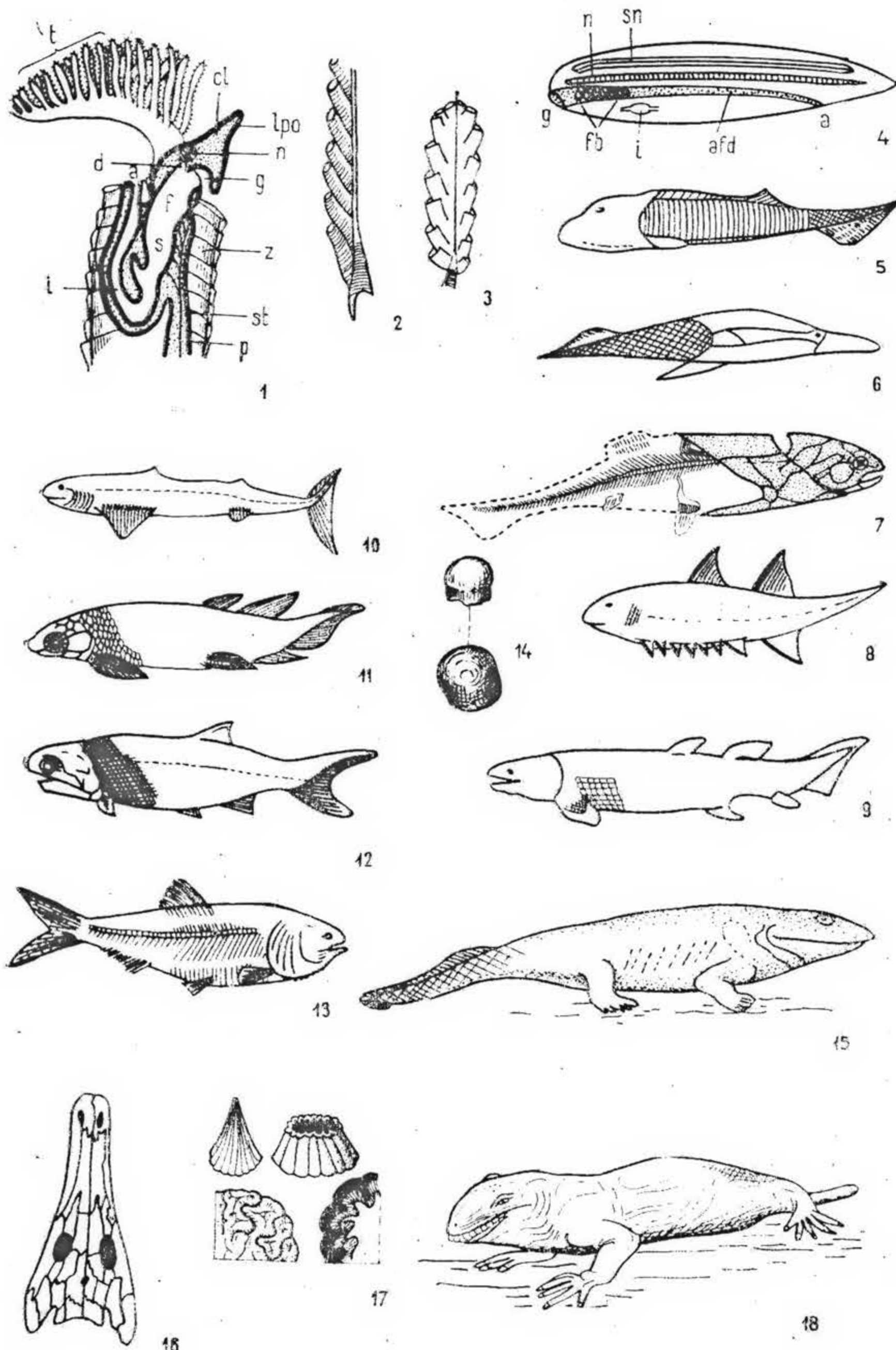
Asemănarea morfologică dintre reptile și mamifere permite concluzia că therapsidele au avut un rol important în evoluția mamiferelor.

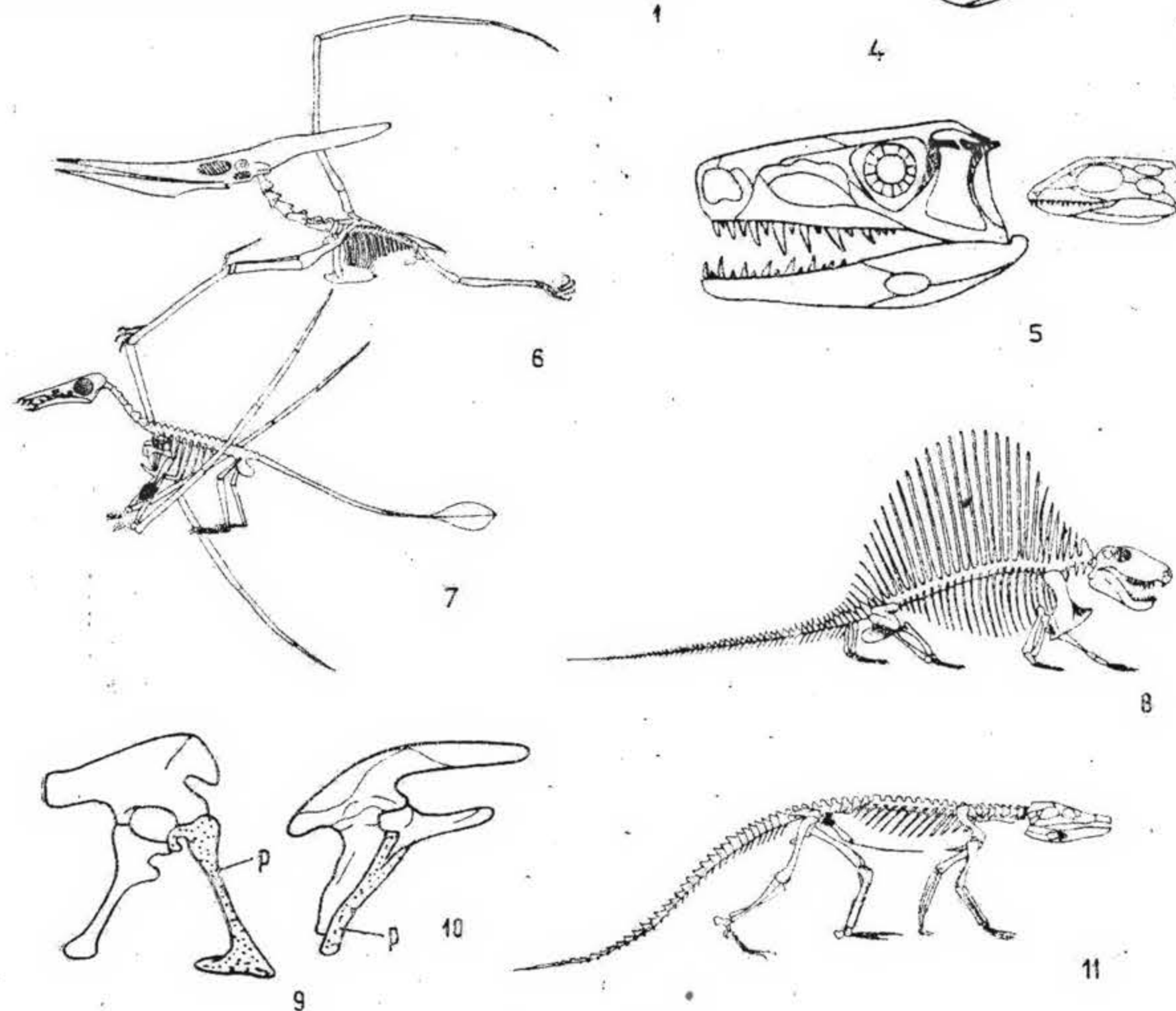
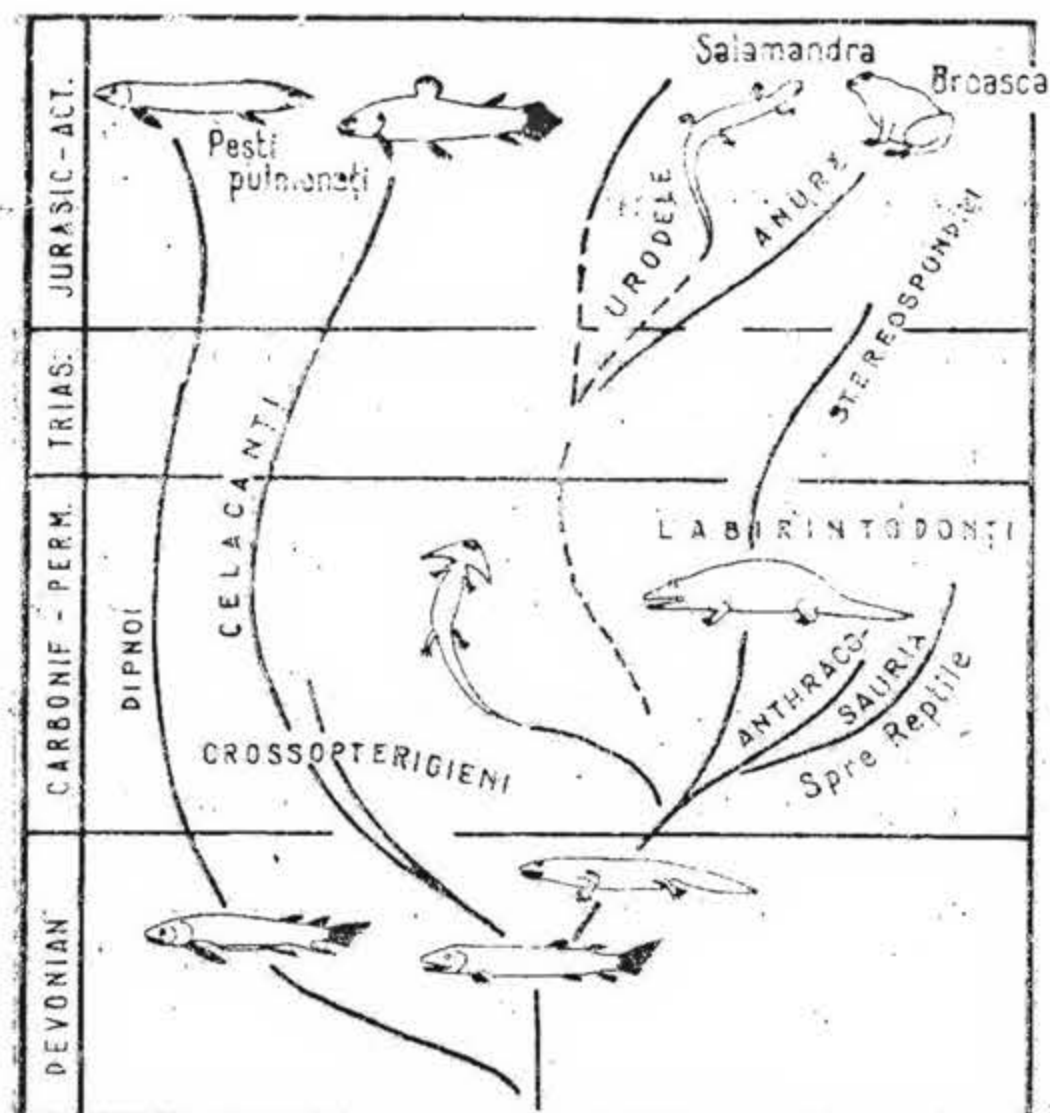
5.2.9.7. **Clasa Aves (Păsări)** (Jurasic – Actual). Păsările primitive descoperite în Jurasicul superior dovedesc incontestabil proveniența lor reptiliană, dar și o perfecționare progresivă a tegumentului și a scheletului, în vederea adaptării la zbor.

Păsările mezozoice reprezentate prin genul *Archaeopteryx* (Pl. XVIII fig. 5), pasăre de mărimea unui porumbel, cu craniul format din oase sudate de tip avian, orbite cu inel sclerotic, dinți conici, vertebre de tip amficelic, centura scapulară de tip avian cu claviculele unite în furcula, centura pelviană simplă, asemănătoare cu cea de la păsările alegătoare, corpul acoperit de pene. Acest gen se plasează între reptile și păsări. Perfecționarea zborului a dus la specializarea și la apariția tipurilor evoluate din Cretacic și Neozoic. Genul *Ichthyornis* (Pl. XVIII fig. 4), prin dezvoltarea aripilor și a sternului carenat, dovedește că era un bun zburător. Caractere primitive erau vertebrele amficelice și dinții plasați în alveole. Din Eocen fauna aviană se diversifică pe două grupe: *Ratite* (alergătoare) și *Carinate* (zburătoare).

Planșa XVI

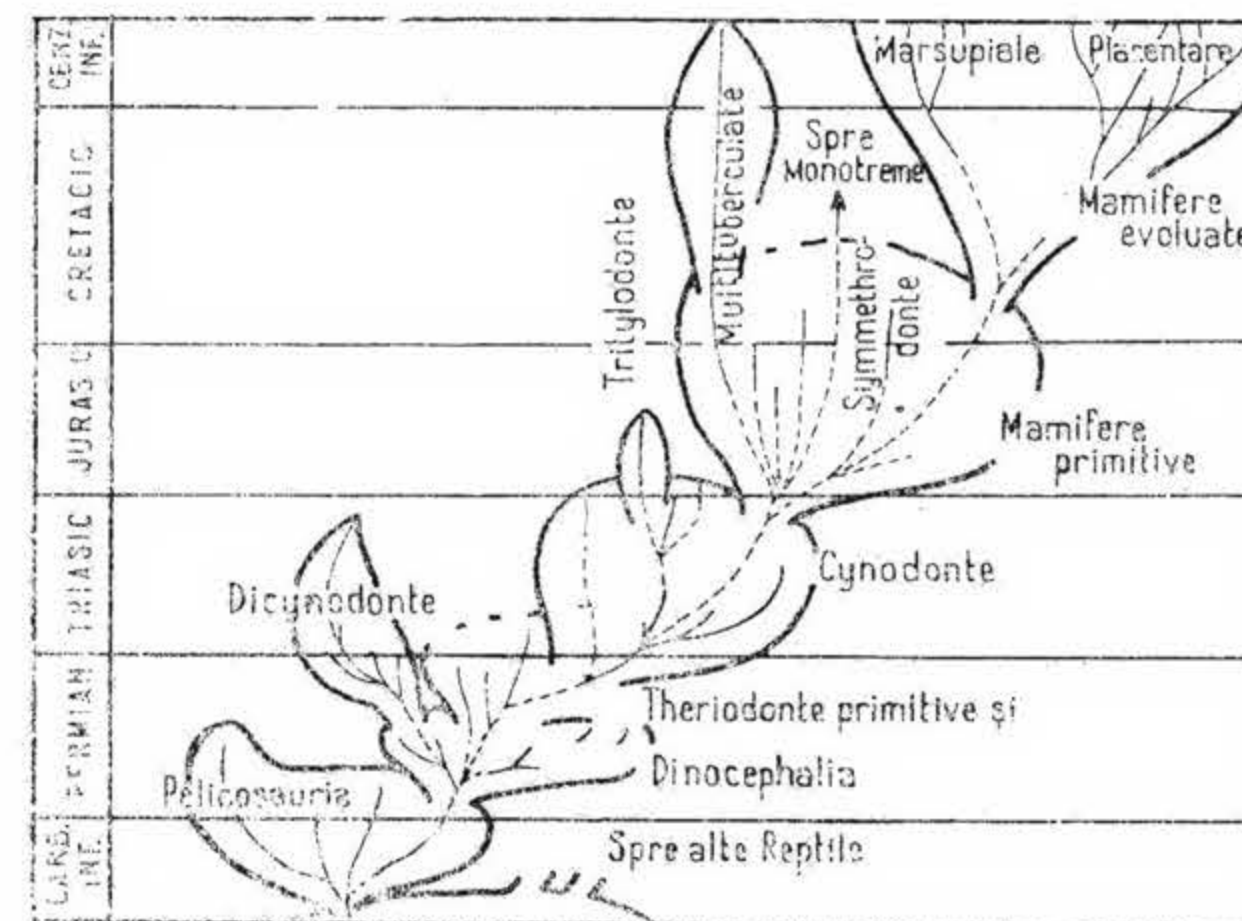
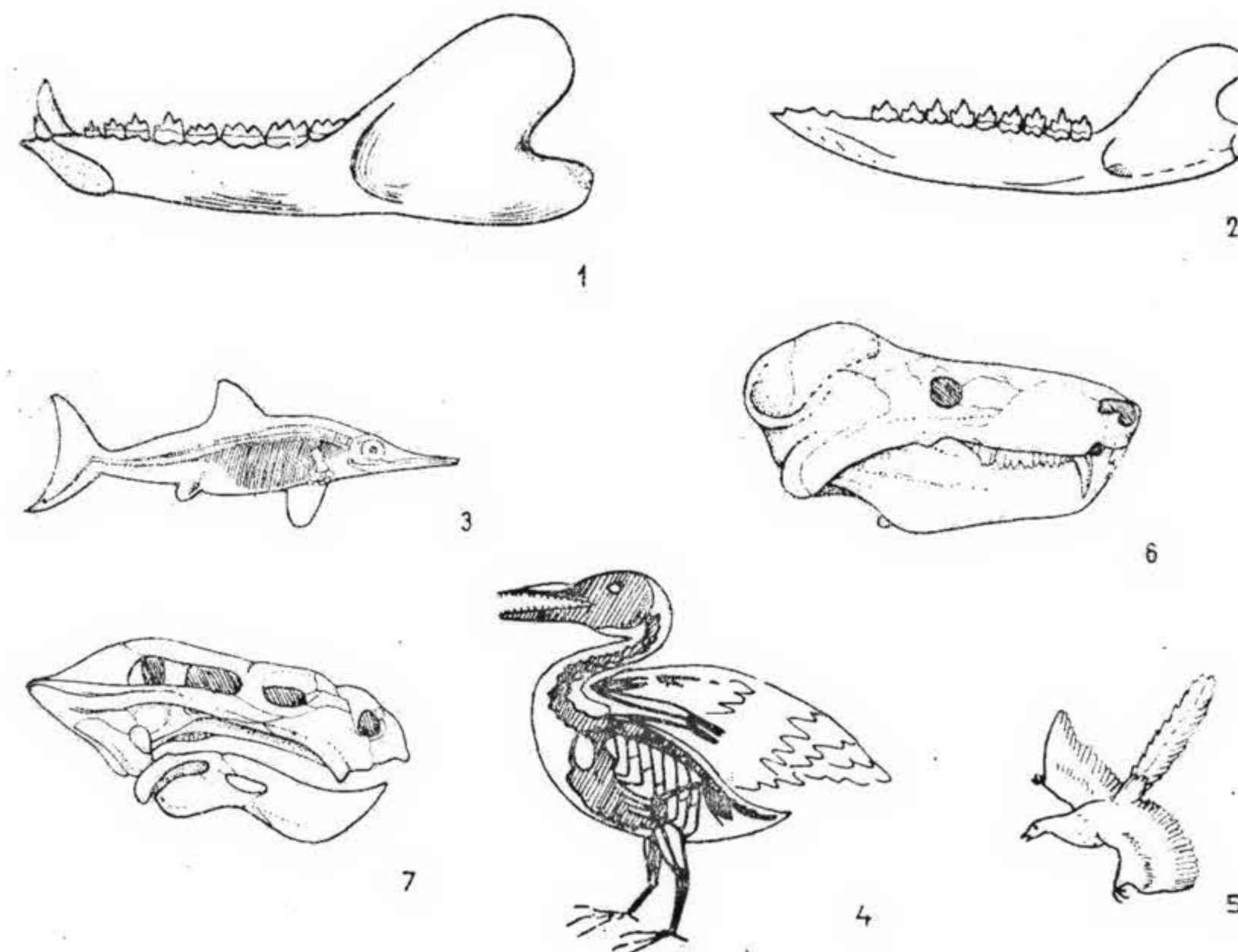
←
Stomochordata: 1 – morfologia la *Rhabdopleura* (cl – cavitatea lobului; t – lofofor; lpo – lob preoral; n – nema; g – orif. bucal; z – zoece; st – stolon; p – peduncul; i – intestin; s – stomac; f – faringe; d – diverticul faringian; a – anus); 2 – *Monograptus* sp. (Silurian); 3 – *Diplograptus* sp. (Ordovician). – **Chordate:** 4 – morfologia internă la un Chordat (n – notocord; sn – sistem nervos; g – orif. bucal; fb – fantă branhială; afd – aparat digestiv; a – orif. anal). – **Agnathe:** 5 – *Cephalaspis* (Silurian – Devonian); 6 – *Pteraspis* (Silurian superior – Devonian). – **Placodermi:** 7 – *Coccoetus decipiens* (Devonian). – **Pești cartilaginoși:** 8 – *Climacodus* sp. (Devonian inferior); 10 – *Cladocelache* (Devonian – Permian). – **Pești osoși:** 9 – *Osteolepis* (Devonian mediu); 11 – *Dipertus* (Devonian mediu); 12 – *Palaeoniscus* (Devonian – Permian); 13 – *Alosa* (Terțiar – Actual); 14 – dinți de *Sphaerodus*. – **Amfibieni:** 15 – *Ichtyostega* (Devonian); 16 – *Archaeogosaurus* (Permian inferior); 17 – dinți labirintodonți tipici pentru *Stegocephali*; 18 – *Seymouria* (Permian).





Planșa XVII

7 — evoluția amfibienilor în paralel cu a peștilor crossopterigieni și dipnoi (după Colbert, 1969);
Reptile: 2 — cranii anapsidiani fără fose temporale; 3 — cranii euriapsidiani cu fose temporale superioare; 4 —
 cranii sinapsidiani la *Dimetrodon*, cu fose temporale laterale; 5 — cranii diapsidiani cu fose temporale laterale și
 superioare; 6 — *Rhamphorhynchus* (Jurasic); 7 — *Pteranodon* (Cretacic); 8 — *Dimetrodon* (Permian); 9 — cen-
 tura sauripelviană cu pubisul orientat înainte (Dinosauria); 10 — centura avipelviană cu pubisul paralel cu ischi-
 on (Dinosauria); 11 — *Protosuchus* (Triasic superior).



Planșa XVIII

Mamifere 1 — *Triconodon* (Jurasic superior); 2 — *Amphilestes* (Jurasic mediu). **Reptile acvatice:** 3 — *Ichtyosaurus*
 (Triasic — Cretacic); — **Păsări:** 4 — *Ichthyornis* (Cretacic sup.); 5 — *Archaeopteryx lithographica* (Jurasic
 superior); — **Reptile:** — *Therapside* cu caractere de mamifere: 6 — *Cynognathus* (Triasic); 7 — *Dicynodon*
 (Permian — Triasic); 8 — evoluția mamiferelor primitive din reptilele sinapsidiene (după Hopson
 & Crompton, 1969).

5.2.9.8. **Clasa Mammalia (Mamifere)** (Triasic — Actual) — Vertebratele cele mai evoluate care vor domina era Neozoică, avînd o mare răspîndire geografică și o mare adaptabilitate la multe biotopuri. Superioritatea mamiferelor este dată de: dezvoltarea sistemului nervos central, dezvoltarea embrionului în interiorul organismului matern, temperatura constantă și menținerea ei prin învelișul pilos, ca și evaporarea apei prin glandele sudoripare.

Filogenia grupului aduce cele mai evidente dovezi în sprijinul teoriei evoluției. Originea mamiferelor trebuie plasată acum 200 de milioane de ani, în Triasic, fiind cunoscute din Africa, China și Europa de Vest. Aceste mamifere erau mici și se hrăneau cu insecte și alte artropode. Au evoluat apoi în două direcții și anume: *Prototheria* și *Theria*. Caracterele mamaliene apar ca o adaptare la Therapsidele ancestrale, după care au evoluat în diferite direcții filogenetice, demonstrînd pe de o parte dezvoltarea paralelă a diverselor grupe și polifiletismul mamiferelor (Pl. XVIII fig. 8).

Mamiferele nu au fost tratate pe larg deoarece la secțiunea Stratigrafie — Cainozoic sînt prezentate în detaliu.

VI. STRATIGRAFIE ȘI PALEO GEOGRAFIE

Prof. dr. doc. NIȚA TĂTĂRĂM

Conf. dr. IOANA PANĂ

Lector dr. ing. MARIOARA ORBOACEA

Lector dr. AURELIA BĂRBULESCU

1. PRINCIPII ȘI METODE DE CERCETARE

Geologia stratigrafică urmărește istoria dezvoltării Pământului. Pentru soluționarea problemelor ei, cercetarea folosește anumite principii și metode, care în final duc la posibilitatea descifrării succesiunii în timp a fenomenelor geocronologice, ca și la stabilitatea unor imagini paleogeografice.

1.1. GEOCRONOLOGIE

Geocronologia se ocupă cu datarea și determinarea în timp a evenimentelor, adică stabilirea vârstei formațiunilor.

a. **Geocronologia relativă** a formațiunilor reprezintă vîrsta acestora în raport cu vîrsta altor formațiuni exprimată în subdiviziuni cuprinse în scara timpului. Această vîrstă indică succesiunea evenimentelor dar nu dă indicații asupra duratei lor.

— Pentru formațiunile sedimentare vîrsta relativă a stratelor se determină prin metoda litostratigrafică și biostratigrafică (paleontologică).

Metoda litostratigrafică are la bază principiul superpoziției stratelor enunțat de Nicolaus Steno. Pe baza acestui principiu, într-un complex de strate în continuitate de sedimentare și nederanjate (orizontale sau slab înclinate) stratul de deasupra, acoperitor, este mai nou decît stratul acoperit (fig. VI 1, A—B). Principiul superpoziției stratelor nu poate fi aplicat în cazul deformațiilor tectonice cum sînt culele deversate sau culele răsturnate (fig. VI. 1, C—D). În aceste cazuri se recurge la metode care să permită stabilirea acestor deranjamente. Așa de exemplu, pentru formațiunile de fliș și de molasă puternic cutate și slab fosilifere se folosește metoda observației asupra poziției mecanoglifelor care se găsesc, în cazul unei poziții normale a stratelor, pe partea inferioară a lor, sau se urmărește caracterul sedimentării — la un ciclu normal se observă o sedimentare gradată (graded bedding), cu elemente groșiere în bază, mai fine spre partea superioară.

În corelări litostratigrafice Congresul internațional de la Montreal (1972) recomandă și utilizarea orizonturilor reper (cronorizonturi) — pachete de strate foarte subțiri distinctive și izocrone (de aceeași vîrstă) în întreaga lor extindere geografică (unele strate de

bentonit, cărbuni, cinerite etc.). În ultima vreme își face din ce în ce mai mult loc în literatura de specialitate termenul de formațiune cu sensul de unitate litologică fundamentală, ce indică un ansamblu de depozite formate în anumite condiții geotectonice sau de mediu (formațiune de fliș, de molasă, recifală).

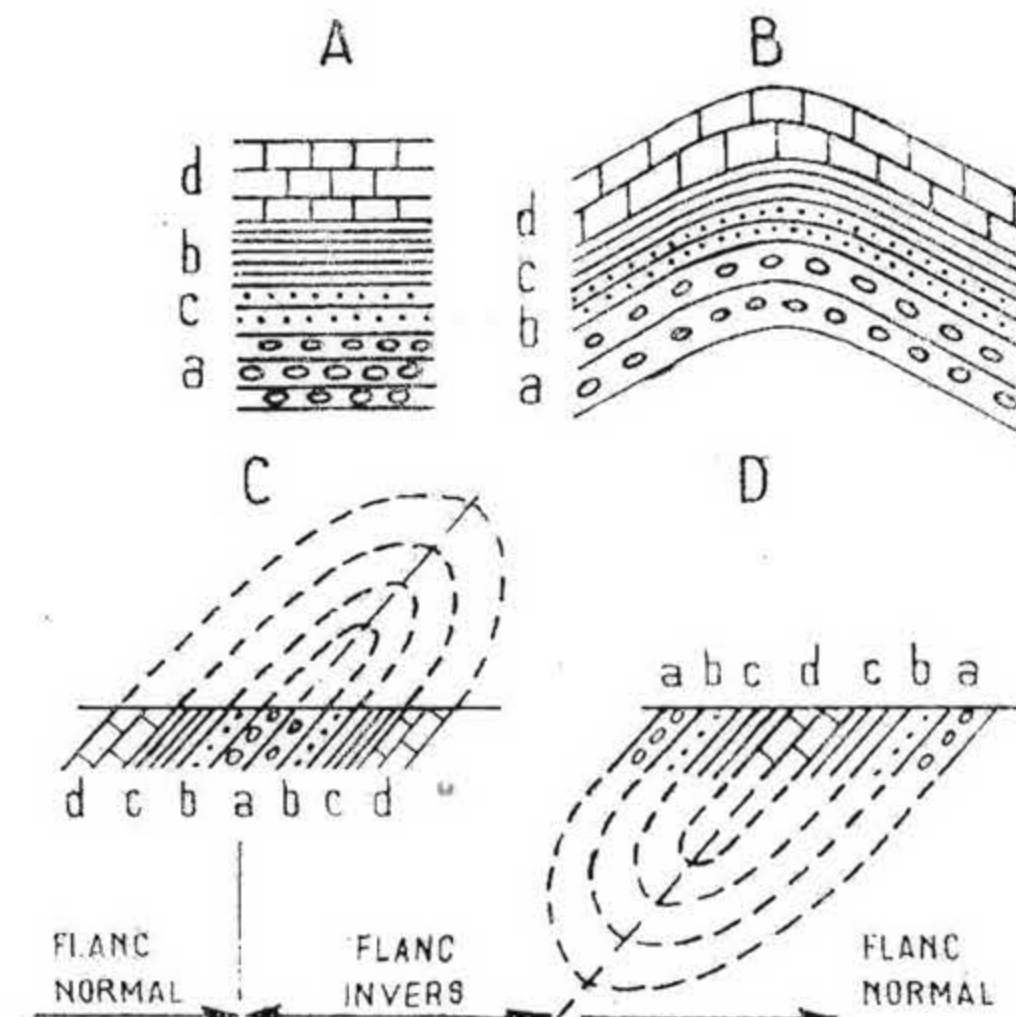


Fig. VI.1. Cazurile A-B în care condițiile tectonice permit aplicarea superpoziției, C-D în care ele nu permit utilizarea ei.

Metoda biostratigrafică (paleontologică) se folosește în toate cazurile, dar este de neînlocuit în cazul stratelor dislocate și cutate. Ea se bazează pe principiul evoluției viețuitoarelor (W. Smith). Conform acestui principiu se admite că stratele cu același conținut paleontologic sînt de aceeași vîrstă. În aplicarea acestui principiu trebuie să se țină seama de o particularitate a evoluției vieții cum este: evoluția rapidă a unor specii indicate ca fosile caracteristice (conducătoare). Ele au o viață scurtă și o mare răspîndire geografică (trilobiții, graptoliții, goniatitiții, amoniții, belemnitiții). Datorită acestui fapt pot fi folosite cu succes pentru stabilirea poziției, depozitelor în scara geocronologică universală și pentru corelări la distanțe mari. Metoda biostratigrafică se utilizează atît pentru determinarea vîrstei relative a formațiunilor marine cît și a celor continentale. Această metodă se folosește astăzi cu succes și în cazul formațiunilor slab metamorfozate.

— Pentru determinarea vîrstei relative a formațiunilor magmatice se iau în considerare raporturile dintre corpurile magmatice: o masă granitică străbătută de un filon porfiric este mai veche decît masa granitică respectivă. Pentru a stabili poziția mai exactă a masei granitice în timp, se urmăresc raporturile dintre formațiunile magmatice și cele sedimentare datate paleontologic. Așa spre exemplu, în cazul rocilor intruzive (fig. VI. 2), granitul (A) este posterior terenurilor străbătute pe care le metamorfozează la contact și anterior terenurilor discordante acoperitoare, care remaniază elemente ale acestui granit.

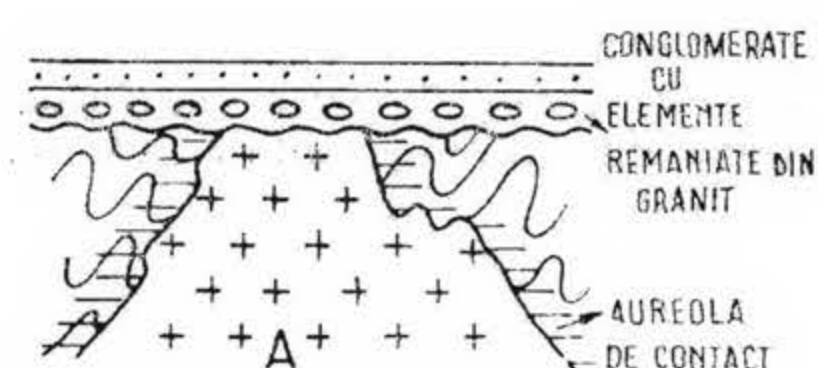


Fig. VI.2. Stabilirea vârstei relative a formațiunilor metamorfice.

În scopul interpretării istorice a desfășurării evenimentelor geologice s-a ajuns la stabilirea unor unități care se succed fără lacune. În această ierarhie s-au stabilit *unități geocronologice* — unități ale timpului geologic și *unități cronostratigrafice* — diviziuni ale secvențelor de roci ale scoarței raportate la timpul respectiv.

Unități geocronologice	Unități cronostratigrafice
Eon	Eonothem
Eră	Erathaem (grupă)
Perioadă	Sistem
Epocă	Serie
Vîrstă	Etaj
Cron	Cronozonă

Etajul este unitatea cronostratigrafică de bază în cronostratigrafia uzuală, deoarece este potrivit scopurilor practice — folosit în corelări regionale și recunoscut în toată lumea. El reprezintă depozite cu un anumit conținut faunistic acumulate într-un timp dat și este definit pe baza unui *stratotip* (localitate reper) unde a fost separat pentru prima dată și al cărui nume îl poartă de cele mai multe ori.

b. **Geocronologia absolută** face apel la vîrsta absolută (radiogenică) exprimată în ani. Aceasta redă atît succesiunea evenimentelor cît și durata lor. Ea se bazează pe procesul de dezintegrare a elementelor radioactive (geocronometrie). Pe baza metodelor radiometrice uraniu-plumb (^{238}U — ^{206}Pb), rubidiu-stronțiu (^{87}Rb — ^{87}Sr), potasiu-argon (^{40}K — ^{40}Ar) și metoda carbonului ^{14}C s-a stabilit o scară geocronologică absolută (tabelul VI.1).

1.2. PALEO GEOGRAFIE

Pentru stabilirea cît mai exactă a etapelor în evoluția scoarței se au în vedere caracterile mediului de sedimentare, condițiile tectonice ca și evenimentele climatice.

Sedimentare și facies. Faciesul unei roci sedimentare este ansamblul caracterelor litologice și paleontologice ale unei formațiuni într-un anumit loc. Această noțiune cu timpul s-a divizat în *litofacies* și *biofacies*; de asemenea, în funcție de caracterile litologice sau paleontologice utilizate în studii (macroscopice sau microscopice) s-au introdus noțiunile de *macrofacies* și *microfacies*. După variația în spațiu a faciesurilor într-o epocă dată se deosebesc: *faciesuri izopice* (identice litologic și de aceeași vîrstă) sau *faciesuri heteropice* — faciesuri litologice diferite dar de aceeași vîrstă. După variația în timp se delințează *secvența de facies* — o înălțuire caracteristică a faciesurilor în sens vertical. Prin interpretarea faciesurilor se pot obține informații directe în reconstituirea domeniilor de sedimentare și indirecte asupra regiunilor înconjurătoare. Interpretarea se face conform datelor oferite de sedimentarea actuală (principiul actualismului). Astfel, în reconstituirea adîncimii bazinelor marine vechi se ține seama de distribuția depozitelor în funcție de clasarea materialului (grosier la țarm, mai fin spre larg) și de resturile de organisme ben-

Tabelul VI.1

Scara geocronologică a Cryptozoicului și Phanerozoicului

Eon (Eonothem)	Era (Erathem)	Perioadă (Sistem)	Date radiometrice, Ma	
			Vîrsta începutului unității	Durata
P H A N E R O Z O I C	CAINOZOIC	Cuaternar	2	67
		Neogen	23,5—24	
		Paleogen	67	
	MEZOZOIC	Cretacic	140	173
		Jurassic	200	
		Triasic	240	
	PALEOZOIC	Permian	280	330
		Carbonifer	360	
		Devonian	410	
		Silurian	440	
		Ordovician	510	
		Cambrian	570	
CRYP- TOZOIC	PROTEROZOIC		2600	3230+
	ARHAIC		4200*) 4600**)	

*) Cele mai vechi roci sedimentare datate.

**) Începutul formării scoarței Pămîntului.

tonitice. În mediul neritic se pot reconstitui cu precizie faciesurile recifale. Reciful propriu-zis este format dintr-un calcar (bioherm), constituit din organisme în poziție de viață. De la masa recifului spre larg se remarcă o diferențiere a zonelor de facies. Se dezvoltă succesiv biostrome (în care organismele nu mai sînt în poziție biologică), apoi brecii recifale și mai spre larg calcare pelagice.

Caracterile litologice permit uneori să se aprecieze climatul existent în timpul formării unui sediment. Exemplu: *faciesurile glaciare* (morene) dovedesc evident un climat corespunzător. Ele se recunosc prin prezența galeților cu fețe lustruite și fine zgîrieturi (*tillite* = morene vechi). După striuri s-a putut aprecia sensul curgerii ghețarilor. *Faciesurile eoliene* dovedesc un climat subdesertic sau desertic; ele se recunosc după stratificația încrucișată ca și după rotunjimea grăunților de nisip, forma galeților cu fațete (dreikanter).

Caracterile paleontologice furnizează, de asemenea, unele informații asupra climatului. Prezența inelelor anuale de creștere la plante permite recunoașterea existenței unui climat cu variații sezoniere. Absența lor dovedește un climat cald, tropical, vegetația avînd o creștere continuă. Pentru deducții climatice se mai utilizează în ultimii ani paleotemperaturile deduse din raportul izotopilor $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$.

Sedimentare și tectonică. Sedimentarea poate avea loc pe arii continentale (platforme), emerse sau submerse (mări epicontinentale), sau în zone de geosinclinal. Depozitele acumulate în mări epicontinentale au grosimi mai reduse, prezintă variații de facies în sens lateral cu numeroase lacune stratigrafice. Aceste depozite sunt afectate numai de mișcări oscilatorii, care duc la formarea fracturilor și faliilor cu compartimente ridicate sau coborâte (horsturi, grabenuri, bazine de subsidență) sau deformări cu o rază mare de curbură (anteclize și sineclize). În regiunile geosinclinale depozitele au grosimi mari, prezintă în general serii monotone, în continuitate de sedimentare. Rarele întreruperi de sedimentare sunt marcate de discordanțe unghiulare ce reflectă mișcări orogenice. Tectonica este complicată de la cute normale la cute falii, până la pinze de șariaj. Anumite faciesuri particulare sunt legate de tectogenză. Astfel în cursul istoriei unui lanț geosinclinal faciesul de fliș, caracterizat esențial printr-o alternanță ritmică de strate grezoase și strate pelitice, marchează umplerea bazinei sedimentare și începerea cutărilor principale (formațiune preparoximală și sinorogenică).

Limitele bazinei sedimentare — raporturi structurale între formațiuni. Schimbarea poziției țărmului este una din problemele esențiale ale paleogeografiei. Aceasta este în funcție de mișcările scoarței. Mișcările epirogenetice în principal ca și unele mișcări eustatice, de nivel a mării în secundar, provoacă transgresiuni (invadarea apelor marine asupra uscatului) și regresii (retragerea apelor). Pe plan geometric transgresiunea

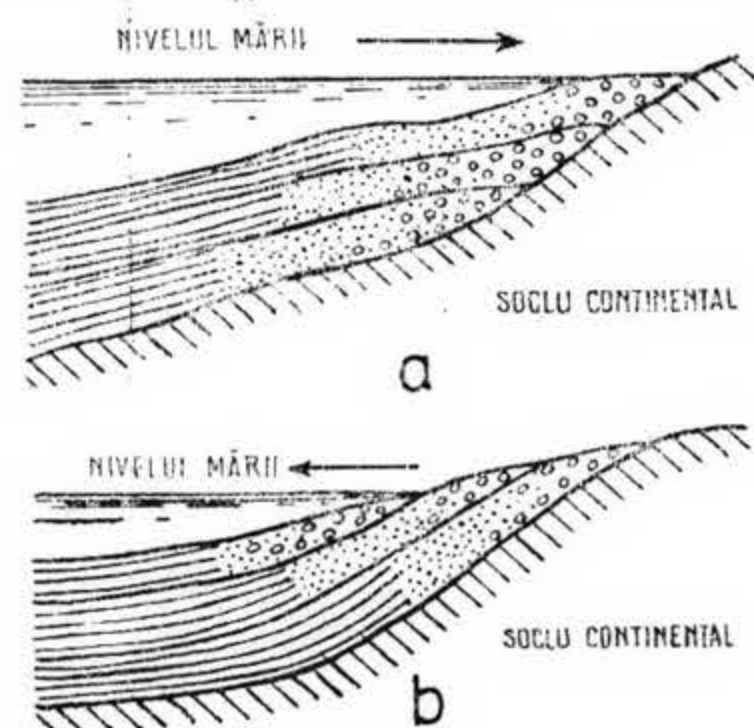


Fig. VI.3. Transgresiune marină (a), regresiune marină (b).

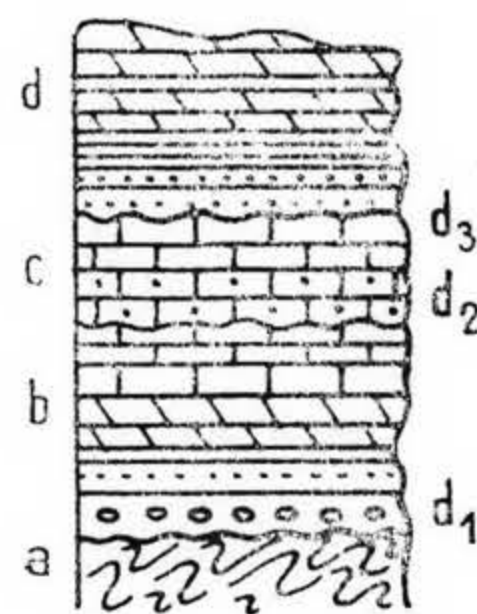


Fig. VI.4. Relații între strate:

d_1 — discordanță unghiulară; d_2, d_3 — discordanțe paralele; d_1, d_2, d_3 — lacune stratigrafice.

(fig. VI 3, a) se recunoaște prin migrarea faciesurilor detritice grosiere către interiorul regiunii continentale. Depozitele transgresive ocupă suprafețe din ce în ce mai mari în raport cu cele transgredate. În cazul regresiei (fig. VI 3, b) se observă o retragere progresivă a faciesurilor grosiere spre centrul bazinei. Terenurile regresive sunt de extindere mai mică decât terenurile mai vechi. Mișcările scoarței pot determina relații structurale diferite între formațiuni (concordanță, discordanță). Între două formațiuni discordante (fig. VI. 4) se constată totdeauna lipsa unor termeni stratigrafici (lacune stratigrafice). În cazul unei discordanțe paralele, lacuna pune în evidență simple mișcări oscilatorii (epirogenice); în cazul unei discordanțe unghiulare pune în evidență o fază orogenică.

Studiul raporturilor tectonice dintre formațiuni ajută la stabilirea cronologică a evenimentelor geologice. În general, marile transgresiuni arată începutul ciclurilor geologice, deci precizează limitele diviziunilor în timp, geocronologice. Aceste cicluri sunt marcate în spațiu de discordanțe care permit separarea subdiviziunilor cronostatigrafice.

Reprezentări paleogeografice. Pe baza tuturor datelor acumulate într-o anumită epocă pe un areal se pot întocmi hărți paleogeografice. Gradul de certitudine al acestor hărți este mai mare dacă stratigrafia este corect făcută și dacă pentru zonele cutate se ține seama de deformațiile tectonice suferite de regiunea pentru care se reconstituie paleogeografia (hărți palinospastice). Hărțile paleogeografice sunt mai exacte pentru epocile geologice mai apropiate de cele actuale

2. EON CRYPTOZOIC (Ere precambriene)

Timpul din istoria Pământului, de la consolidarea primei scoarțe terestre până la formarea depozitelor ce conțin fauna cu primii trilobiți constituie eonul Cryptozoic. El cuprinde Era Arhaică și Era Proterozoică.

Caractere litologice. În Arhaic se găsesc roci intens metamorfozate (gnaise, micașisturi și sisturi cloritoase, amfibolite, cuarțite, calcare cristaline), migmatite, roci magmatice și mai rar roci sedimentare.

În Proterozoic gradul de metamorfism al rocilor scade spre partea superioară, unde sunt din ce în ce mai frecvente rocile sedimentare (gresii, conglomerate, arcoze, șisturi, tillite).

Urme de viață (pl. I). În Arhaic viața are o organizare simplă, urmele de viață sunt rare. S-au semnalat în Canada concrețiuni constituite din lame de calcit în alternanță cu lame de serpentină, străbătute de canale, atribuite inițial unui foraminifer, denumit *Eozoon canadense*; ulterior s-a dovedit însă că aceste concrețiuni au o origine minerală. Cele mai vechi urme sigure de viețuitoare cunoscute, a căror vîrstă a fost stabilită la 3 200 Ma¹⁾, sînt cele descrise din sistemul de Swaziland (Africa de Sud) din unele cuarțite, fiind vorba de structuri de bacterii bacilare ultramicroscopice (*Eobacterium isolatum*). Din unele formațiuni mai noi 3000—2800 Ma, au fost descrise structuri laminare denumite stromatolite, născute pe seama unor alge albastre. În ultimul timp au fost descoperite însă hidrocarburi cu o mare concentrație de ¹²C (care în general se formează numai în urma unor fenomene biotice), în roci foarte vechi din Groenlanda, cu o vîrstă radiometrică de 3800 Ma. Acesta arată că primele viețuitoare au apărut probabil încă de la această dată.

În Proterozoic inferior se cunosc urme sigure de organisme din care cităm; ferobacterii, alge filamentoase, ciuperci, precum și impresiuni denumite *Corycium enigmaticum*, formate din puni de pelicule cărbunoase răsucite, precum și unele structuri de stromatolite. În regiunea Oloneț (Karelia) s-a găsit un cărbune bituminos (shungit) format pe seama unor alge. În Canada s-au găsit, de asemenea, unele nodule calcaroase străbătute de canale radiare asemănătoare spongierilor, denumite *Atikokania*, iar în Finlanda și Karelia separații paralelipipedice în calcare dolomitice reprezentînd probabil polipieri (tabulați) denumite *Carelozoon jatulicum*.

În Proterozoic mediu și superior resturile de viețuitoare sînt mai numeroase, cu un grad de organizare din ce în ce mai complex. Cele mai multe aveau corpul moale sau cochilii relativ subțiri. Au fost găsite în formațiunile infracambriene: bacterii sulfuroase, flagelate

¹⁾ Milioane ani

(*Hystriosphæride* și *Acritarche*), stromatolite de tipul *Collenia*, *Cryptozoon*, *Conophyton*, alte resturi de alge ca: *Riphaenites* (citată și în țara noastră), spori de ciuperci (sporomorphe) radiolari, speculi de spongieri, celenterate (*Rangia*, *Charnia masoni*, *Brooksella canyonensis* etc.), impresiuni de viermi anelizi (*Scolithes*, *Spriggina*, *Dickinsonia*), brachiopode (*Lingulella*), pelicule carbunoase de forma unor apendice de arthropode denumite *Beltina danai* și resturi de arthropode întregi (*Vendia sokolovi*). Cea mai frumoasă faună conservată este cea de la Ediacara din sudul Australiei, de unde au fost culese peste 1400 specimene, cu o vîrstă absolută în jur de 680 Ma.

Delimitare și subdiviziuni (tabelul VI.2). Despre limita inferioară a Arhaicului nu se poate vorbi, deoarece baza scoarței terestre a fost continuu distrusă prin topire, astfel încît primele sale formațiuni nu s-au putut păstra. Limita cu Proterozoicul este marcată de o discordanță unghiulară puternică plasată după date radiometrice la 2500–2600 Ma, denumită *discordanța eparheană* (epiarhaică). Limita superioară a Proterozoicului se trasează pe criterii stratigrafice (la nivelul discordanței assyntice), sau paleontologice (în momentul apariției trilobițului *Fallotaspis* (sub biozona cu *Olenellus*).

Răspîndirea formațiunilor precambriene. În toate continentele formațiunile precambriene apar la zi în regiuni stabile, cunoscute sub numele de *scuturi* (cratoane). Ele se prelungesc sub o cuvertură de roci sedimentare (phanerozoice) și în fundamentul platformelor alăturate. Scuturile și prelungirile lor platformele constituie nucleele actualelor continente. Principalele scuturi sînt figurate în pl. II.

a. *Precambrianul în Europa.* Se întîlnește în Scutul baltic, Platforma rusă, Insulele britanice, precum și în axele unor catene muntoase.

Scutul baltic (scandinav) a rezultat din consolidarea treptată a unor unități tectonice de la nord-est spre sud-vest în urma unor orogeneze succesive. Acestea sînt: Saamide (Norvegosaamide), Belomoride (Marealbide), Karelide, Svecofennide, Gothide și Dalslandide (pl. III, A). În primele două unități se întîlnesc formațiuni arhaice, în celelalte formațiuni proterozoice.

— *Arhaicul* (seriile *Katarchean*, *Saamian* și *Belomorian*) este alcătuit mai ales din roci cristalofiliene cu evidente procese de migmatizare și granitizare (gnaise, gnaise granitice, gnaise cu magnetit, granulite, șisturi amfibolice etc.). Cele trei serii sînt străbătute de mase intrusive. Prin cutarea lor s-au format catenele Saamide și Belomoride, care au constituit nucleul Scutului Baltic.

— *Proterozoicul*, cu mai multe cicluri, se alătură succesiv acestui nucleu.

Svecofennian-Karelianul — formațiunile acestui ciclu sînt acumulate în aceeași etapă, dar în zone diferite de sedimentare. Ele sînt reprezentate prin depozite intens metamorfizate în bază: gnaise granitoide, gnaise fin granulare denumite în general *leptite*, care conțin zăcămintele de fier de la Kiruna și Gellivaara (Suedia), iar la partea superioară depozite mai slab metamorfizate: micașisturi, filite, curațite, care amintesc faciesul de fliș, iar alte ori conglomerate, arcoze, grauwaacke asociate cu curgeri de lave bazice. Prin cutarea acestor formațiuni au rezultat catenele svecofennide-karelide.

Gothianul este reprezentat prin paragneise, cuarțite și corespunde unei intense activități magmatice (granite cu structură de tip *rapakiwi*) asociate cu roci vulcanice acide. Formațiunile, în parte echivalente (*Gothianului*, cu caracter de platformă (conglomerate, gresii, grauwaacke, tufuri), depuse pe regiunea deja consolidată a Svecofennidelor și Karelidelor, constituie *Subjotnianul*.

Dalslandianul este alcătuit dintr-o serie detritică cutată și străbătută de granite, cunoscută în catena dalslandiană. La finele acestui ciclu pe zonele de platformă se depun formațiuni epicontinentale: conglomerate, gresii, argile roșii și verzi, atribuite *Jotnianului*.

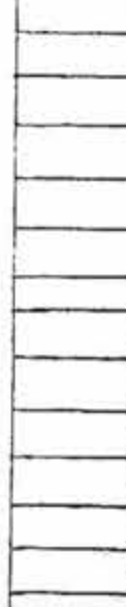
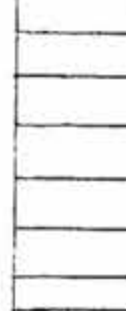
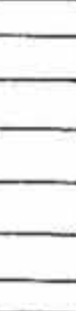
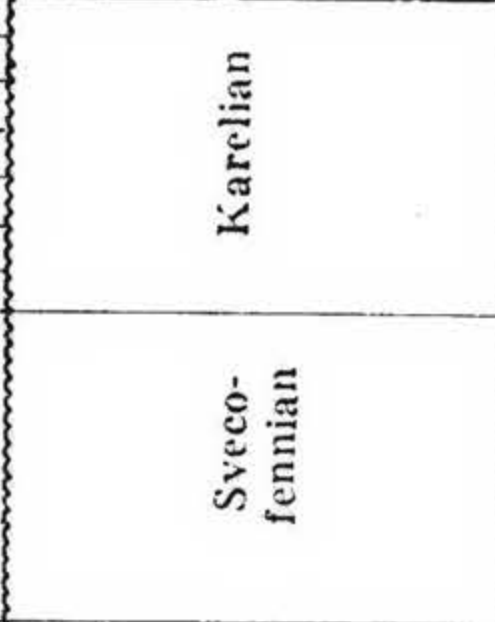
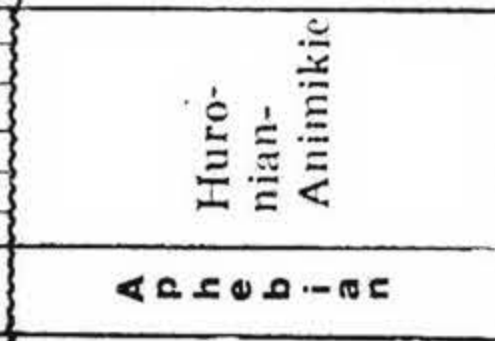
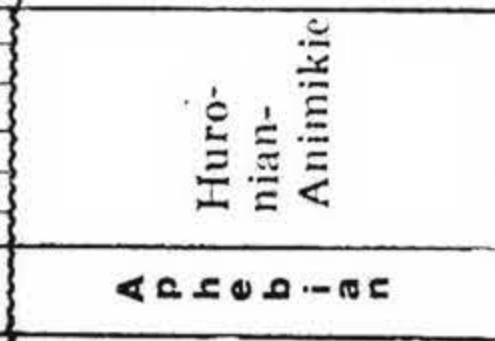
Proterozoicul terminal (Infracambrianul) se dezvoltă pe marginea de nord-vest și vest a Scutului baltic și reprezintă primele depozite ale geosinclinalului cale-

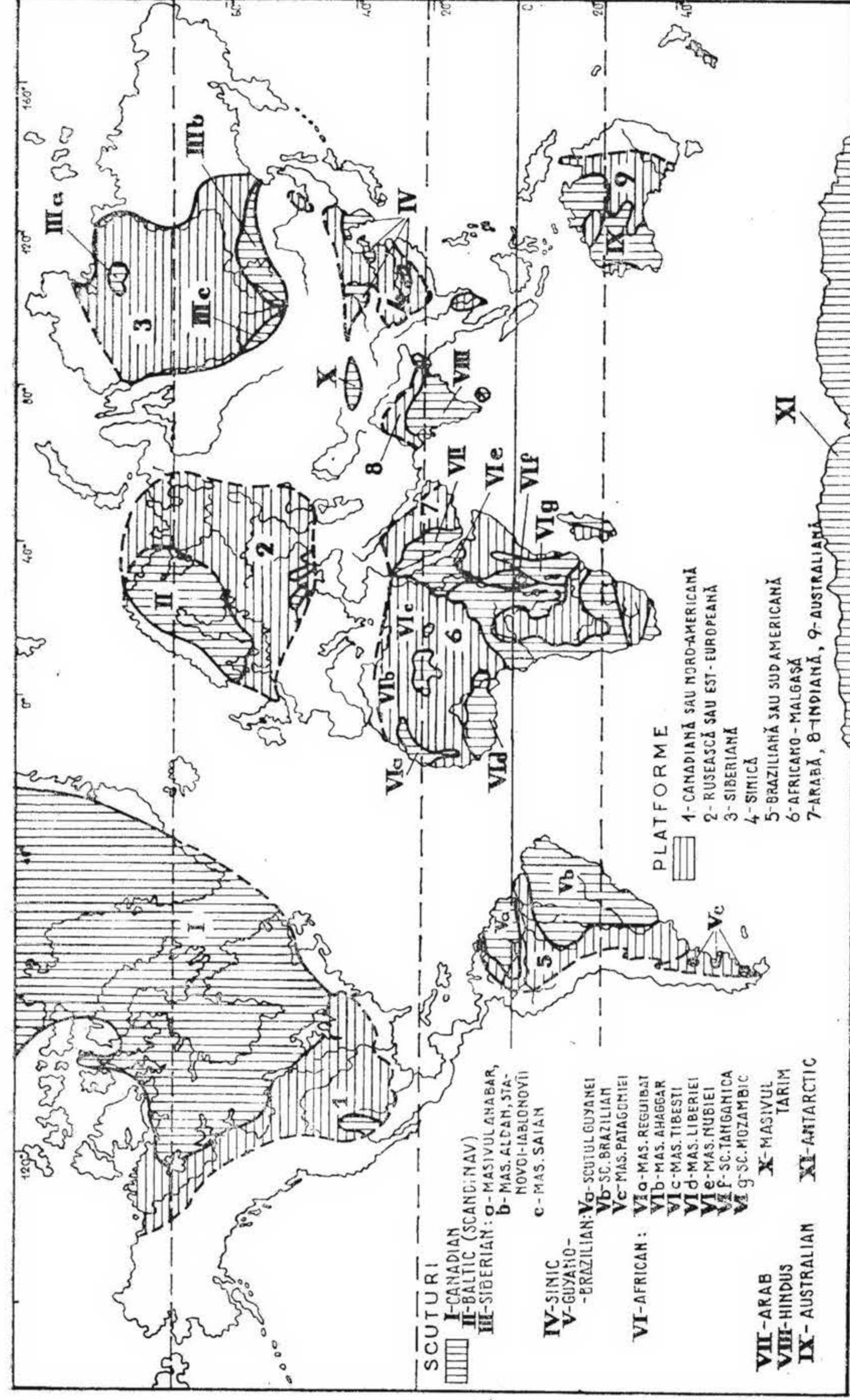
ARHAIC – PROTEROZOIC



PLANȘA I. Urme de viață:

1 — *Eozoon canadense* Dawson (Arhaic); 2 — *Ferobacterii* (Proterozoic); 3 — *Hystriosphæridae* (Proterozoic superior); 4 — *Corycium enigmaticum* Sed. — Proterozoic inferior-mediu; 5 — *Collenia* sp. (Proterozoic superior — Infracambrian); 6 — *Cryptozoon* Dawson (Proterozoic superior — Infracambrian); 7 — *Conophyton* (Proterozoic superior — Infracambrian); 8 — *Atikohania* (Proterozoic inferior); 9 — *Spicul de spongieri* (Proterozoic superior — Infracambrian); 10 — *Brooksella canyonensis* (Proterozoic superior — Infracambrian); 11 — *Charnia masoni* (Proterozoic superior — Infracambrian); 12 — *Rangia* sp. (Proterozoic superior — Infracambrian); 13 — *Dickinsonia costata* Glaesner (Proterozoic superior — Infracambrian); 14 — *Spriggina* sp. (Proterozoic superior — Infracambrian); 15 — *Beltina danai* Walcott (Proterozoic superior — Infracambrian); 16 — *Vendia sokolovi* (Proterozoic superior — Infracambrian).

FON	ERE	Virsta in Ma	Scutul baltic				Scutul canadian		Orogeneze					
			Reg. Dalslandide	Reg. Gothide	Reg. Svecofennide	Reg. Karelide	Reg. Marilor Lacuri							
C R Y P T O Z O I C	PALEOZOIC CAMBRIAN	570							Assyntică (Sc. baltic)					
										Dalslandian	Jotnian	Keweenawan		
													Hedbergian	
														Huronian
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran											
				Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian	Kenoran							
Aphesian	Huronian-Animikie	Bellomorian												



PLANȘA II. Contururile schematice ale structurilor și platformelor precambriene (după H. Termier, A. Mezarcovitch, V. Muzafarov, K. Condie).

donian. Sînt constituite din roci detritice: conglomerate, gresii, șisturi argiloase, sparagmite (arcoze grosiere), tillite, varve, depozite cunoscute în nordul Norvegiei sub denumirea de *Varangian*=*Eocambrian*, iar în sudul Norvegiei *Sparagmitian*.

Platforma rusă. Scutul baltic este limitat spre sud și este de o cuestă de terenuri cambriene care constituie limita de eroziune sau linia glintului. De la această cuestă formațiunile precambriene se prelungesc în fundamentul Platformei ruse (Sarmatia), unde apar la zi într-o zonă de ridicare (antecliză) situată între Nistru, Nipru și Marea de Azov denumită *Blocul ucrainian* sau *azovo-podolic*. Aici s-au separat seriile de *Konsk* și *Krivoi-Rog* intens metamorfozate, cutate și străbătute de granite, iar la partea superioară seria de Ovruci slab metamorfozată, cu depozite ce tip platformă. În seriile de *Konsk* și *Krivoi-Rog* se găsesc zăcămintele de Fe care se exploatează. Discordant, în partea centrală și de vest a Platformei ruse, se dispun micașturi, gresii, cuarțite roșii, argilite și roci carbonatate, seria de *Serdobsk*=*Riphean sup.*, peste care stă seria de *Valdai* (Vendian) cu depozite foarte diferite: glacio-marine (mixtite), secvențe vulcanogen-sedimentare și roci carbonatate. În formațiunea de *Valdai* s-a găsit o faună comparabilă cu cea de la Ediacra.

Precambrianul de tip podolic a fost întâlnit spre SV în fundamentul Platformei moldovenești în forajele: Nicolina-Iași, Popești, Secuieni, Todireni, Bătrînești.

Insulele britanice. În aceste insule Precambrianul cuprinde 4 complexe: *Lewisian* și *Torridonian* care aflurează în Scoția la nord-vest de o mare linie de încălecare *Torridon-Erriboll*, *Moinianul* și *Dalradianul* la sud-est de această linie (fig. VI.5).



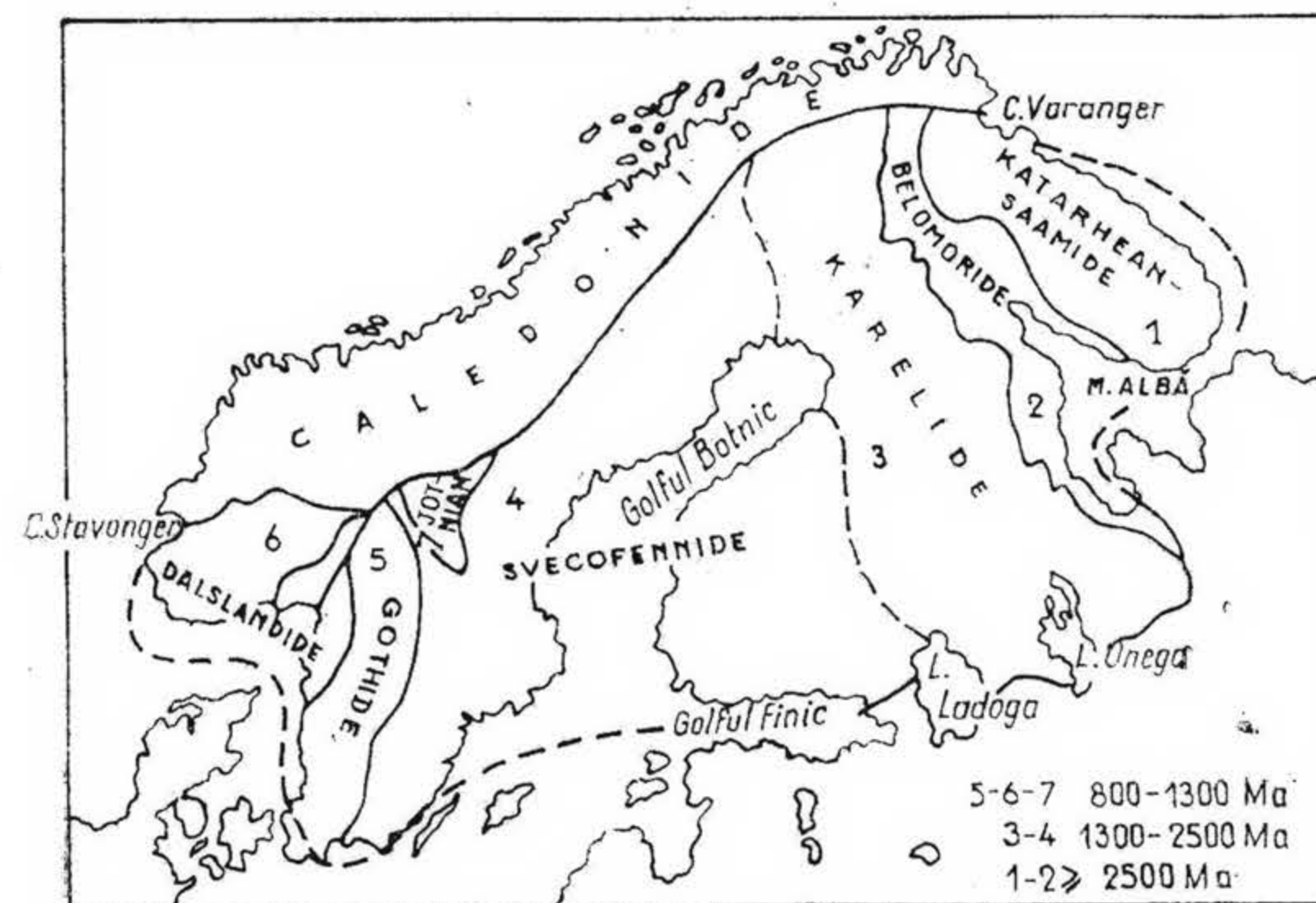
Fig. VI.5. Schiță geologică în NV Scoției, arătând încălecarea Moinianului peste depozite cambro-ordoviciene.

— *Arhaicul.* *Lewisianul* este reprezentat prin *gnaisele de Lewis* puternic metamorfozate și migmatizate, asociate cu intruziuni bazice și ultrabazice.

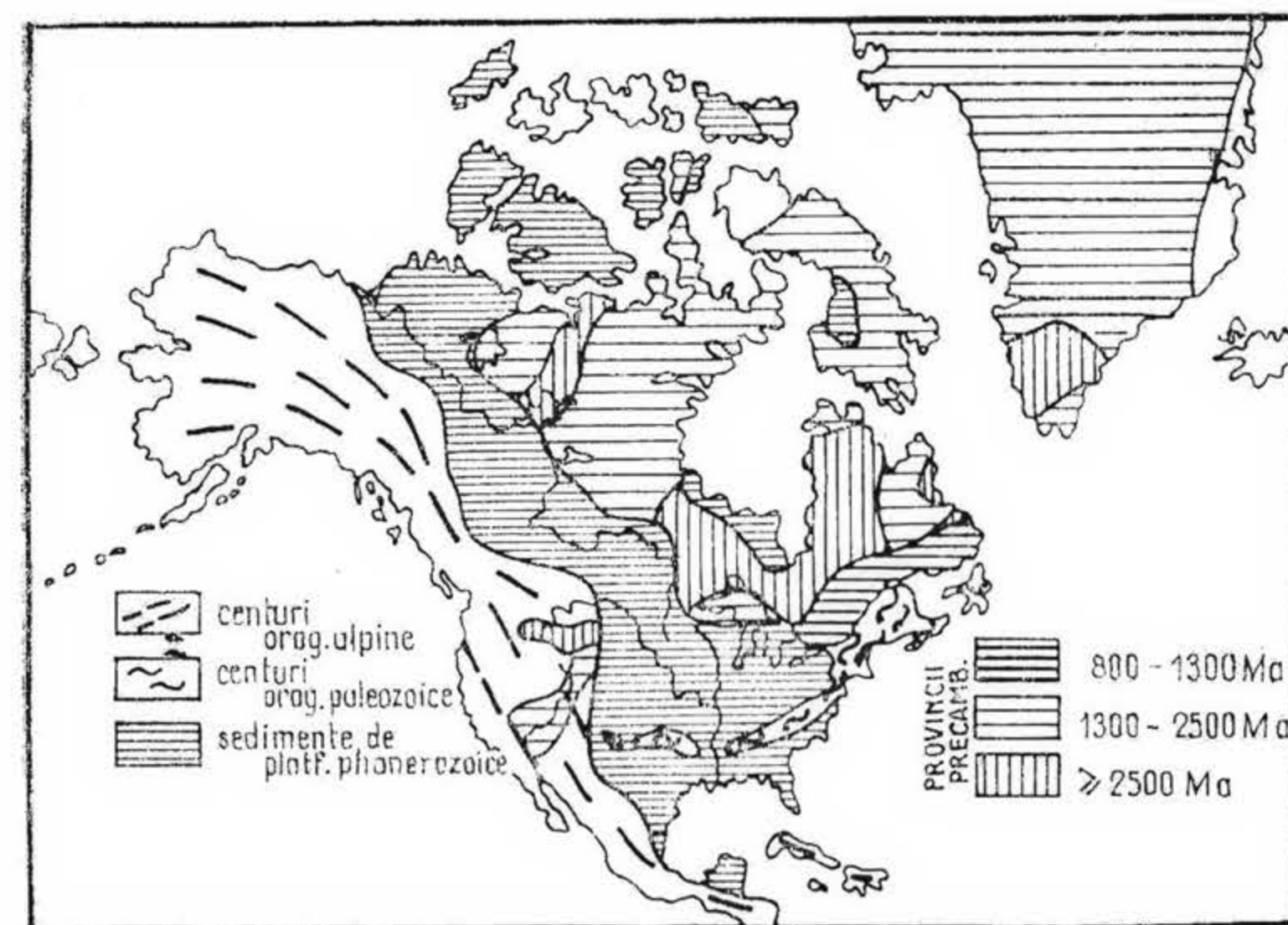
— *Proterozoicul.* *Torridonianul* este reprezentat în principal prin gresii feldespatic grosiere și conglomerate cu grosimi de 5000 — 6000 m de culoare roșie, depuse un climat arid, cunoscute sub denumirea de *Oldest red sandstone* (cea mai veche gresie roșie). *Moinianul* reprezintă un complex monoton de roci puternic metamorfozate injectate de pegmatite. El este șariat în lungul liniei *Torridon-Erriboll* peste depozite cambro-ordoviciene. *Dalradianul* este mai puțin metamorfozat, partea lui superioară aparține cambrianului inferior.

Precambrianul în axele unor catene muntoase: *caledoniene* (Munții Scandinavi), *varisce* (Meseta Iberică, Masivul Armorican, Masivul Central Francez, Vosgi, Pădurea Neagră, Odenwald, Harz, Thuringia, Masivul Boem, Munții Măcinului) și *alpine* (Pirinei, Alpi, Carpați, Balcani, Caucaz). Prin metode variate (radiometrice, sedimentologice, paleoclimatologice, vulcanism, orogeneză, metamorfism, granitizare), s-au putut separa după vîrstă, în aceste zone mobile, două complexe: un Proterozoic mediu (1800—1000 Ma) și un Proterozoic superior (1000—570 Ma). Nu este totuși exclusă posibilitatea existenței și a unor serii mai vechi în cîteva masive centrale varisce și alpine (Masivul Armorican, Masivul Rhodope etc.).

În România formațiunile precambriene constituie cea mai mare parte a șisturilor cristaline (vîrsta unora din ele este mai nouă — Paleozoic inferior — Antecarbonifer superior). Șisturile cristaline apar la zi în cadrul sistemului orogenic alpin în Carpați



A



B

PLANȘA III. A. Schiță structurală a Scutului Baltic (după F. Ellenberg din Ch. Pomerol, simplificată).

B. Schiță tectonică a Americii de Nord (după harta tectonică a lumii, Kent C. Condie 1976, simplificată).

Orientali, Carpații Meridionali, Munții Apuseni, în sistemul orogenic nord-dobrogean și în sistemul orogenic assyntic, în Dobrogea centrală (fig. VI. 6). Prin foraje ele au fost puse în evidență și în depresiunile Pannonică, a Transilvaniei precum și în platformele

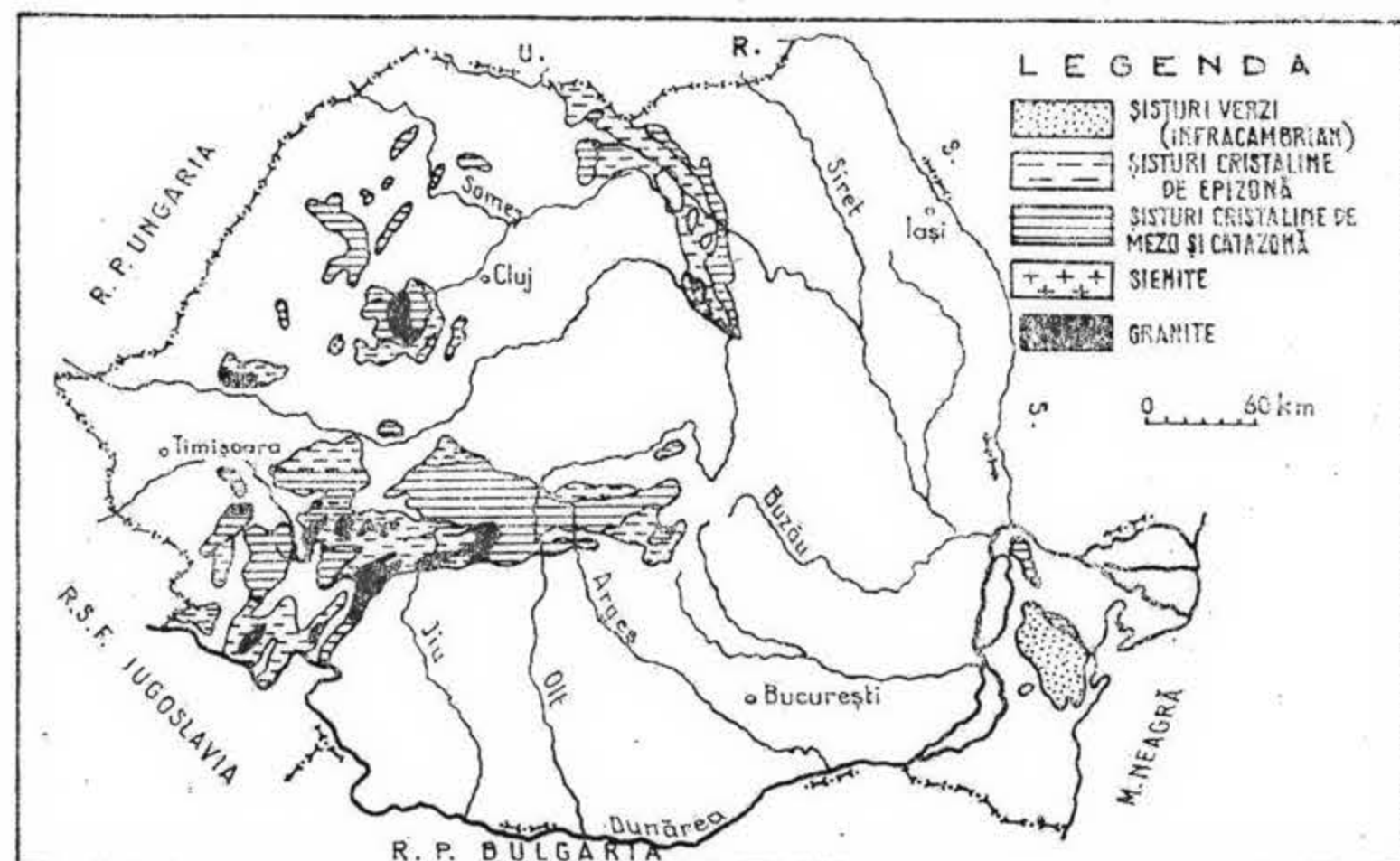


Fig. VI.6. Răspândirea șisturilor cristaline în România (după E. Saulea cu completări).

Moldovenească și Moesică. Vîrsta lor a fost încadrată uneori cu aproximație pe baza datărilor radiometrice și a analizelor palinologice. Așa cum rezultă din studiile făcute pentru descifrarea vîrstei șisturilor cristaline precambriene care află în țara noastră, ea este încadrată în ciclurile tectono-magmatice: Anteproterozoic superior (Prebaikalian), Proterozoic superior — Cambrian inferior (Baikalian). Studiile petrografice și microtectonice de detaliu au permis separarea în cuprinsul acestora a mai multor complexe litologice grupate după unii autori în serii.

Anteproterozoic superior (Prebaikalian). Acest ciclu cuprinde formațiuni vechi reprezentate prin șisturi cristaline de mezo- și katazonă. Sînt larg răspindite în Carpații Meridionali (Pinza Getică) unde constituie seria de Sebeș-Lotru, iar în Munții Apuseni seriile de Someș și Baia de Arieș. Pe arii relativ restrinse se mai găsesc în Carpații Orientali și în Dobrogea centrală.

Proterozoic superior — Cambrian inferior (Baikalian). Este alcătuit din șisturi cristaline epimetamorfice cu o largă răspindire în Carpații Orientali, Seria de Tulgheș, în Carpații Meridionali (autohtonul danubian), seriile de Lainici-Păiuș, de Drăgșani, de Corbu, de Vodna, iar pe arii restrinse în Carpații Meridionali (Pinza Getică) și în Munții Apuseni. În Dobrogea centrală alcătuiește formațiunea șisturilor verzi, de vîrstă Infracambrian, eventual Cambrian.

b. Precambrianul în celelalte continente. Este răspîndit în scuturile: canadian, siberian, sinic, guyano-brazilian, african, hindus și australian.

Scutul canadian (Laurenția) ca și platforma alăturată lui reprezintă cea mai mare suprafață de depozite precambriene cunoscută în lume (pl. III, B). Aceste depozite se prelungesc sub formațiunile fanerozoice ale Statelor Unite și reapar în Arizona, în regiunea Marelui Canion Colorado. Scutul canadian este divizat în numeroase provincii unde se manifestă orogeneze succesive, în general greu de corelat.

— *Arhaicul* este reprezentat prin depozite groase de 10 000 m. În cadrul lui s-au separat trei complexe: complexul vechi; Ontarianul și Timiskamianul (tabelul VI 2). Primele două formează nucleul Americii de Nord. Ele sînt alcătuite din roci puternic metamorfizate, asociate cu gabouri și peridotite serpentinizate, sau cu lave bazaltice cu structuri de pilow-lava, însoțite de tufuri, tufite, jaspilite (roci silicioase), bogate în minereu de fier. Timiskamianul este constituit din roci metamorfice de origine sedimentară, străbătute de granitele algomiene. Întreaga succesiune arhaică este cutată în orogeneza kenoran, în urma căreia a rezultat catena laurentidelor.

— *Proterozoicul* se subdivide în *Aphebian* (2500—1600 Ma), *Helikian* (1500—900 Ma) și *Hardynian* (900—580 Ma). În apropierea lacului Huron s-au separat două complexe: *Huronianul* cu seria de Bruce în bază, și seria de *Cobalt* la partea superioară, cu minereuri de fier. În regiunea Lacului Superior acest ansamblu constituie seria de *Animikie*. Formațiunile huroniene (*Animikie*) sînt cutate și metamorfizate în organizarea hudsoniană și străbătute de masive granitice. Au rezultat catenele huroniene (*animikide*). *Keweenawanul* este constituit din roci sedimentare de culoare roșie, întrerupte și acoperite de lave bazaltice cu o structură reticulară sau amigdaloidă. Este stăbătut de gabouri. Formațiuni în parte contemporane *Keweenawanului* au mai fost puse în evidență în vestul Statelor Unite în geosinclinalul Belt (seria de *Belt*) și, de asemenea, în vestul zonei cutate apalașiene, seria de *Grenville*.

Canionul *Colorado* reprezintă cea mai impunătoare secțiune geologică naturală care taie adînc formațiunile fundamentului și cuverturii sedimentare. Aici *Arhaicul* este reprezentat prin șisturile de Vishnu cu grosime de 8000 m (depozite metamorfice de origine sedimentară, puternic cutate, străbătute de intruziuni granitice). *Proterozoicul* este reprezentat printr-un complex detritic sau litoral (seria Marelui Canion) slab dislocat, care suportă în discordanță depozitele Cambrianului inferior orizontale.

Insula Groenlanda, cu excepția regiunii caledoniene din nord-est, comportă în întregime terenuri arhaice și proterozoice. Cele mai vechi roci arhaice datate se găsesc în capătul sud-estic (vîrsta absolută 3800 Ma.). Cele mai noi, echivalente Infracambrianului (= Groenlandian), sînt dezvoltate în nordul și estul Groenlandei, depuse pe marginile viitorului geosinclinal groenlandez.

Scutul siberian. Aici formațiunile precambriene sînt acoperite în cea mai mare parte de o cuvertură de roci sedimentare cu grosimi diferite. Rocile cele mai vechi, Arhaic sau Proterozoic inferior (3300—1600 Ma), apar în cîteva masive: Anabar, Aldan-Vitim, Saian-Ienisei. Pe marginea de sud și vest a regiunii precambriene consolidate apar depozitele Proterozoicului terminal — Infracambrianul inclusiv Cambrianul inferior, cunoscute sub denumirea de *Baikalian*. El intră în alcătuirea unor masive ce formează o centură în jurul platformei siberiene, între fluviile Ienisei și Lena (*baikalide*).

Scutul sinic alcătuiește fundamentul platformei sino-corcene. El apare sub forma unor nuclee arhaice mai importante pe fluviul Huang Ho (masivul Ordoș) și Jang-Tse, peste care se găsesc depozite proterozoice pînă la Sinian (Infracambrian) inclusiv.

Scutul guyano-brazilian. Soclul precambrian constituie toată partea orientală și centrală a continentului sud-american unde formează trei nuclee: Scutul Guyanei, Scutul brazilian și nucleele Patagoniei separate prin sineclizele Amazoane, Parana și La Plata. Cele mai vechi depozite sînt atribuite Precambrianului inferior, cele mai noi Precambrianului superior, care include probabil și Infracambrianul.

Scutul african. Formațiunile lui înglobează aproape toată Africa, cu excepția regiunii Munților Atlas, regiunii bazinului Congo-Kalahari-Karoo și regiunii Kap. Ele se prelungesc și în partea centrală și de est a Madagascarului. În regiunea Saharei fundamentul apare în cîteva masive cu altitudini mari (Ahaggar, Tibesti, Requistat) înconjurate de faleză denumite *Tassili*. În diferite regiuni ale Africii, inclusiv în Madagascar prin studiul formațiunilor precambriene au fost recunoscute patru cicluri orogenice

(arhaic-infracambrian). Cea mai veche formațiune cunoscută aparține Sistemului de Swaziland (Africa de Sud), mai veche de 3000 Ma, urmat de Sistemul de Witwatersrand, în jur de 2500 Ma, în care se găsesc și cele mai bogate conglomerate aurifere și uranifere din lume.

Precambrianul terminal (Infracambrianul) este cunoscut sub diferite denumiri: Adoudounian, Pharusian, Falemian.

Scutul hindus. În cuprinsul Precambrianului din India peninsulară s-au separat mai multe cicluri tectono-magmatice cu denumiri locale. S-au distins depozite intens metamorfozate în arhaic, până la depozite cu caracter sedimentar net, echivalente Infracambrianului din alte regiuni. O mare parte din sochul Precambrian este mascat de trapurile din podișul Dekkan.

Scutul australian. Catenele vechi precambriene ocupă în Australia partea centrală și de vest. Fundamentul precambrian se întinde în nord până în partea sudică a insulei Noua Guinee, iar către est cuprinde insulele Noua Caledonie și Noua Zeelandă. Pe baza studiilor litologice ca și datărilor radiometrice, se apreciază că formațiunile arhaice sînt vechi de 2800 Ma, iar Proterozoicul cuprinde trei cicluri cu denumiri locale. Precambrianul superior (Adelaidianul) are grosime de 15 000 m și conține la partea superioară fauna de *Ediacara*. Adelaidianul reprezintă primele depozite ale geosinclinalului tasmanian, care va evolua în Paleozoic în partea de est a Australiei.

Concluzii privind paleoclima și paleogeografia. Din analiza unor roci proterozoice superioare nemetamorfozate, rezultă că Precambrianul tîrziu a fost dominat de un climat cald și umed. La altitudini înaltă, atmosfera bogată în vapori a favorizat dezvoltarea ghețurilor. Pe arii regionale au existat totuși și intervale cu climat arid unde s-au format depozite roșii deșertice.

Din punct de vedere geotectonic, în Arhaic a fost o etapă de crustă lunară (4600 — 3400 Ma), urmată de formarea primelor nuclee granitice (3400 — 2600 Ma). În Proterozoic crusta granitică se divide în blocuri stabile (zonele centrale ale scuturilor actuale), înconjurată de centuri mobile (geosinclinale). Din regiunile geosinclinale s-au ridicat catene muntoase vechi, ulterior peneplizate, formînd marginile scuturilor și domenii epicontinentale ce au evoluat spre platformele vechi de astăzi.

La periferia domeniului continental a continuat un regim oceanic, transformat apoi în geosinclinale paleozoice.

3. EON PHANEROZOIC

Grupează erele paleozoică, mezozoică și cainozoică materializate prin formațiuni geologice care conțin fosile bine conservate (*phaneros* = aparent, *zoon* — animal), constituite în asociații ce servesc la precizarea poziției acestora în scara cronostatigrafică și la corelări la distanțe mari.

3.1. ERA PALEOZOICĂ (—570—240 MA)

Reprezintă timpul în care s-au acumulat grosimi mari de sedimente care cuprind resturi de viețuitoare în cea mai mare parte deosebite de acelea din erele următoare (*palaos* = vechi, *zoon* — animal). Totuși, structura acestora se poate încadra în planul structural general al grupelor actuale.

Flora este reprezentată prin talofite, briofite, pteridofite (multe fiind proprii Paleozoicului), la care se adaugă spre sfîrșitul erei primele gimnosperme. Pteridofitele ating apogeul dezvoltării lor în Paleozoicul superior (flora de tip paleofitic). În Permianul superior devin dominante gimnospermele (flora de tip mezofitic).

Fauna cuprinde multe grupe exclusiv paleozoice: fusulinoide, arheociatide, tetracoralii, tabulați — mare parte, stromatoporidae — în majoritate, briozoare fenestelide, brahiopode spiriferide și productide, goniatiți, trilobiți, gigantostreace, cistoide, blastoide, edrioasteroide, palechinide, graptoliți, agnate — majoritatea, pești placodermi, reptile *Mesosauria* etc. Ating apogeul dezvoltării lor brahiopodele, nautiloideele, crinoidele, amfibienii stegocefali și reptilele terapside. Celelalte grupe se continuă în era mezozoică, unele din ele stingîndu-se la sfîrșitul Triasicului (ceratiții, stegocefalii, terapsidele). Înlocuirea faunei paleozoice cu aceea specifică Mezozoicului are loc la limita Permian-Triasic. Rezultă că evoluția florei precede evoluția faunei.

Evoluția vieții este condiționată de evoluția geotectonică. S-au manifestat mișcări orogenice intense (orogenezele caledoniană și variscă), însoțite de metamorfism regional și fenomene magmatice importante de care sînt legate procese de metalogeneză.

Pe baza asociațiilor de viețuitoare și a discordanțelor dintre formațiuni se separă perioadele: cambriană, ordoviciană, siluriană, devoniană, carboniferă și permiană.

3.1.1. PALEOZOICUL INFERIOR (CICLUL CALEDONIAN)

Cuprinde perioadele: cambriană (—570—510 Ma) (Cambria — ținut locuit de *cambrî* = Țara Galilor = Wales, Anglia; termen propus de A. Sedgwick în 1835), ordoviciană (—510—440 Ma) (*ordovicii* — populație veche ce a locuit în Țara Galilor, C. Lapworth, 1879) și siluriană (—440—410 Ma) (*silurii* — popor în Țara Galilor, R. Murchison, 1835).

Caractere paleontologice. În Cambrian sînt indicii de existență a unor plante continentale: spori de briofite pe Platforma rusă și licopside în Siberia. Faună continentală nu se cunoaște.

Flora marină este dominată de algele cianofite (*Cryptozoon*) de la care au rezultat calcare cu stromatolite (Siberia, China, Maroc); clorofitele și rodofitele sînt mai puțin frecvente. Fauna marină (peste 3000 specii) cuprinde reprezentanți ai tuturor filurilor de nevertebrate (1—5 clase fiecare) și ai unor cordate primitive (tabelul VI. 3, pl. IV). Cu importanță stratigrafică sînt trilobiții (*Fallotaspis*, *Olenellus*, *Paradoxides*, *Conocoryphe*, *Agnostus*, *Olenus*, *Peltura*, *Dikelocephalus*, *Redlichia*) și local brahiopodele (*Lingulella*, *Obolella*, *Kutorgina*, *Eoorthis*). Arheociatidele (*Pyenoidocyathus*, *Coscinocyathus*), cu deosebită dezvoltare în Cm₁ și care se sting în Cm₃, au constituit biostrome paralele cu țărmurile bazinelor marine (SE Australiei). Se cunosc pe toate continentele, la latitudini diferite (după datele paleomagnetice continentele se situau în regiunea ecuatorială a globului; pl. VII). Celelalte grupe de viețuitoare prezintă interes prin varietatea și structura lor. Stadiul atins în evoluția vieții este indicat de primii graptoliți și conodonte (*Conodontochordata*).

În Ordovician apar genuri ce se încadrează în clase și ordine noi, care se adaugă la acelea cunoscute din Cambrian (tabelul VI. 4, pl. V).

În flora continentală apar plante vasculare cu structură foarte simplă (Prospilofite în Europa, Asia). Ca și în Cambrian, nu sînt indicii de faună continentală.

În flora marină cianofitele dețin locul principal (dolomite cu *Cryptozoon* pe platformele canadiană, siberiană, sinică; sisturi bituminoase de Kuckers în R.S.S. Estonia). Din totalul faunei marine, rol stratigrafic au graptoliții dendroizi (*Dictyonema*), axonolipe

Fosilele caracteristice Cambrianului

—510 Ma	Ordovician	Provincia acado-baltică		Provincia pacifică	Provincia sinică
		Dictyonema flabelliforme			
PERIOADA CAMBRIANĂ	Superior	Fauna marină		Dictyonema flabelliforme Peltura scarabaeoides Prosaukia Dikelocephalus minnesotensis	Dictyonema
		Biozone :	Faza salină		
		Peltura scarabaeoides Olenus truncatus Agnostus pisiformis	Lingulella davisii Plectronoceras		
		Paradoxides forchhammeri Paradoxides paradoxissimus Paradoxides oelandicus	Conocoryphe sulzeri Lichenoides prisus Trochocystites Eoorthis remnicha Conulariella Archaeocyathide		
	Mediu	Protolenus paradoxoides	Hyalolithes Stromatocystites Volborthella tenuis Oelandia aculeolata Scenella reticulata Kulorgina cingulata Obolella chromatica Lingulella nathorsti Scolithus Spatangopsis (Medusites) lindstromi Caseinocyathus Pycnoidocyathus profundus	Bolaspidella Olenoides	Dorypyge richthofeni Olenoides
		Olenellus (Holmia) kjerulfi Fallotaspis	Olenellus	Redlichia	
	Inferior				
—570 Ma					

Orogeneza assyntică

INFRACAMBRIAN ARHAIC sau PROTEROZOIC

— specifici perioadei (*Didymograptus*, *Tetragraptus*, *Phyllograptus*, *Nemagraptus*, *Dicellograptus*, *Dicranograptus*) și axonofore diplograptide (*Diplograptus*, *Climacograptus*), apoi trilobiții (O_1 : *Ceratopyge*, *Euloma*, *Asaphus*; O_{2-3} : *Iliaenus*, *Dalmanitina*, *Onnia*), brahiopodele articulate (*Orthis*, *Porambonites*; primele *Rhynchonellaceae*, *Atrypaceae* și *Spiriferaceae*), nautiloideele (*Endoceras*, *Lituiles*, *Orthoceras*) și cistoideele (*Echinospaera*, *Macrocystella*). Au participat la edificarea biohermelor și biostromelor stromatoporidele, tabulații, tetracoralii, briozoarele și algele (Australia, E și N Americii de Nord, Norvegia etc.). Prezența agnatelor (solzi izolați și fragmente de plăci scheletice), a peștilor placodermi (în O_3 din America de Nord) și elasmobranchi (dinți — în Estonia) indică stadiul atins în evoluția vieții.

În **Silurian**, spre sfârșitul perioadei, ca urmare a măririi suprafețelor continentale (ridicarea catenelor caledoniene, regresii ale mărilor epicontinentale), începe dezvoltarea plantelor vasculare (psilofite, licopside) și a faunei lagunar continentale (agnate, gigantostracee, miriapode, arahnide).

Viața marină paleozoică atinge apogeul dezvoltării ei în această perioadă. Apar genuri și specii noi, multe din ele aparținând unor grupe noi (tabelul VI. 5, pl. VI). Ca și în Ordovician au importanță stratigrafică graptoliții (tip axonofore monograptide: *Rastrites*, *Cyrtograptus*, *Retiolites*, *Monograptus*), apoi trilobiții (*Calymene*, *Phacopidella*, *Denckmannites*, *Cheirurus*), brahiopodele (*Wilsonia*, *Leptaena*, *Atrypa*, *Eospirifer*, *Pentamerus*, *Gypidula*) și nautiloideele (*Orthoceras*, *Gomphoceras*, *Cyrtoceras*, *Phragmoceras*). Pentru biozonări și corelări, în ultimii 25 ani se folosesc și microfosilele (conodonte, chitinozoare, acritarce), studiul acestora luând amploare odată cu dezvoltarea industriei extractive (foraje de mare adâncime). Ca și în Ordovician, au importanță litogenetică celenteratele antozoare și hidrozoare, inclusiv algele calcareoase, însă cu alte genuri sau specii (recife în America de Nord, Europa, Asia, Australia etc.). Restul grupelor de viețuitoare arată aceeași diversificare. În cadrul vertebratelor își fac apariția peștii crossopterigieni.

Delimitare și subdiviziuni. Tabelele VI 3, VI. 4 și VI. 5 cuprind etajele geologice, câteva biozone și unele specii proprii unor etaje, epoci sau întregului sistem. Sunt sintetizate, de asemenea, problemele legate de delimitarea sistemelor.

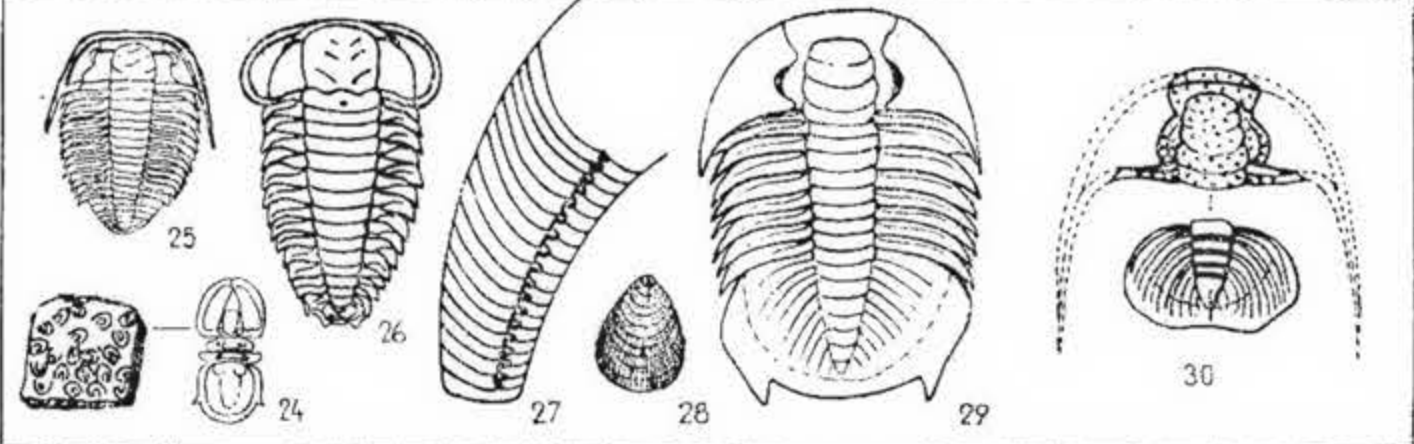
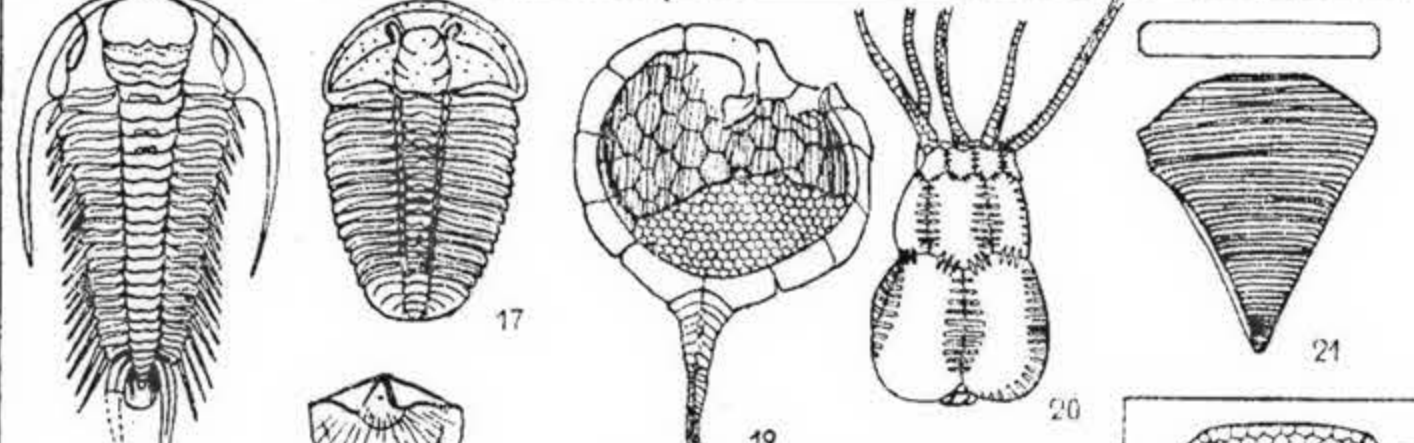
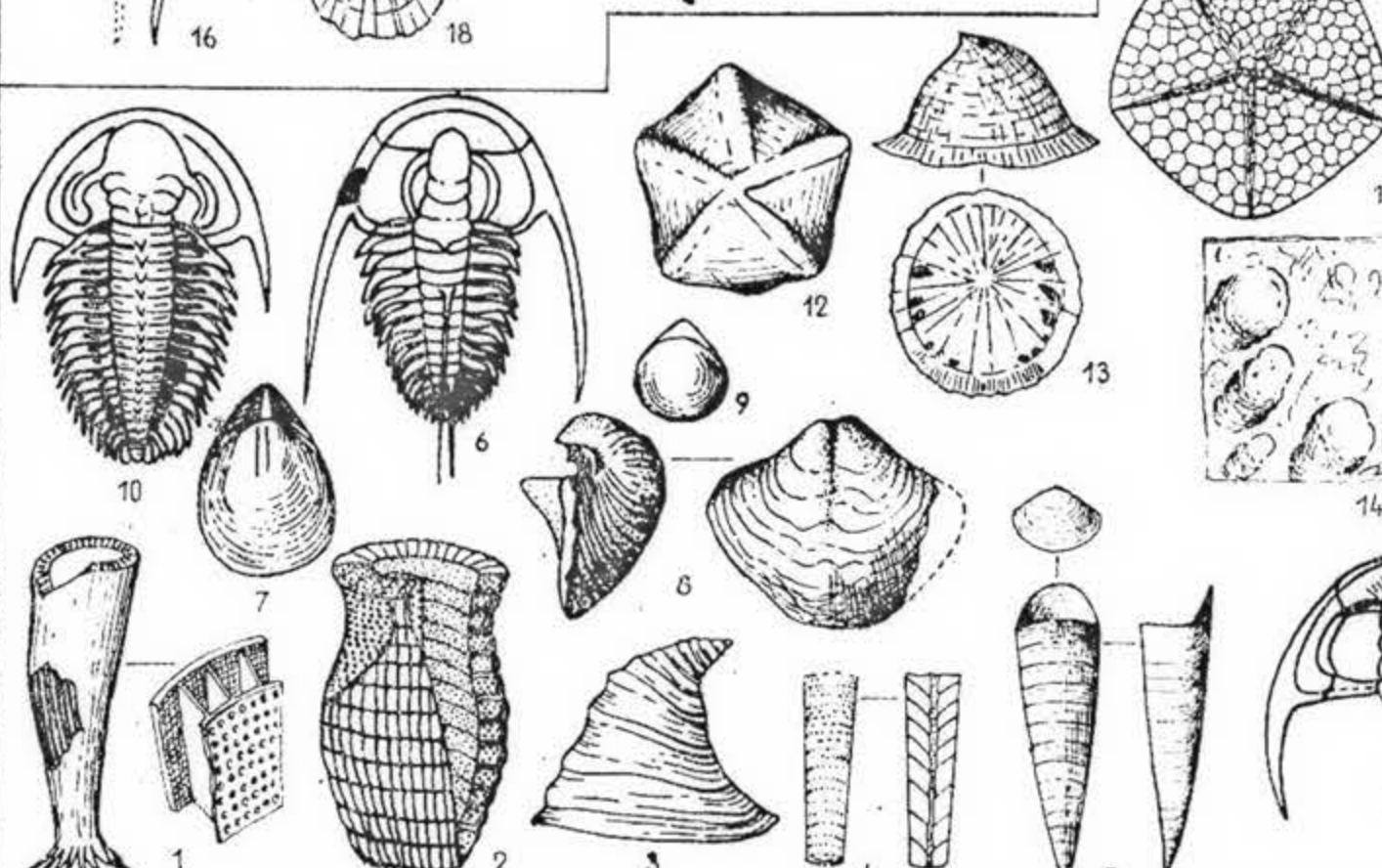
Paleozoicul inferior în Europa. Din analiza faciesurilor s-a dedus că, în acest timp, Fenno-Sarmatia era înconjurată de geosinclinale: caledonian — în NV (= Proto-Atlantic), ardeno-polonez — în S (= marea central-europeană) (ambele unite în Țara Galilor) și uralian în E și NE. Geosinclinalul ardeno-polonez era separat prin pragul (= geanticlinal) bretono-boem de Marea Tethys (= Prototethys = Mesogea sensu stricto), care se întindea spre sud până în marginea nordică a soclului precambrian african (domeniile de sedimentare cuprinse între Fenno-Sarmatia și Cratonul African constituie domeniul mesogean = Mesogea s. l). (pl. VII, VIII, IX).

Geosinclinalul caledonian separa Fenno-Sarmatia de Laurentia (aflorimente în Irlanda, S Scoției, Anglia, Munții Scandinavi, Spitzberg, E și N Groenlandei). În Anglia depozitele sunt nemetamorfizate. Partea centrală a domeniului de sedimentare este indicată de șisturile argiloase și gresiile fine cu trilobiți (Cm) și graptoliți (O și S), între care sunt intercalații de curgeri de lave bazice, cinerite și radiolarite (O). Spre marginile geosinclinalului sunt roci detritice și calcare fosilifere (ape puțin adânci), lacune stratigrafice și indicii de transgresiune progresivă peste fundamentul precambrian. Sedimentarea este influențată în SE de extremitatea SV a Scutului baltic, iar în NV de o cordilieră cu consolidare assyntică (N Irlanda—Scoția—SV Norvegia — insulele Lofoten). Silurianul se încheie cu faciesul downtonian (alternanță de strate cu faună marină cu strate cu faună lagunară), care face trecerea la Devonianul continental, regresiunea marină fiind determinată de mișcările orogenice. În Munții Scandinavi depozitele cambro-siluriene, aso-

Fosilele caracteristice Ordovicianului

SILURIAN	LLANDOVERIAN	Graptoliți	Glyptograptus persculplus				Faza faconică
Superior	ASHGILLIAN	<i>Dicellograptus anceps</i> <i>Diplograptus. pristis</i> <i>Dicellograptus complanatus</i>	<i>Diplograptus</i>	<i>Dicranograptus</i>	<i>Trilobiți</i> <i>Dalmanitina mucronata</i> <i>Cryptolithus Trelaspis seticornis</i>	<i>Conodonte</i> <i>Amorphognathus ordovicicus</i>	Faună marină comună pentru tot Ordovicianul
		<i>Dicranograptus clin-gani</i> <i>Climacograptus peltifer</i> <i>Diplogr. multident</i>	<i>Dicellograptus</i>	<i>Dicranograptus</i>	<i>Chasmops conicophthalmus</i> <i>Onnia ornata</i>	<i>Amorphognathus subperbus</i>	<i>Bothriocidaris</i> <i>Macrocystella mariae</i> <i>Edrioaster bigsbyi</i> <i>Echinospaera aurantium</i> <i>Littuites lituus</i> <i>Orthoceras</i> <i>Endoceras longissimum</i> <i>Bellerophon crassus</i> <i>Raphistoma qualiteriata</i> <i>Ctenodonta nasuta</i> <i>Porambonites aequirostris</i> <i>Rafinesquina alternata</i> <i>Orthis calligramma</i> <i>Rugosa, Frey. in Silurian</i> <i>Stromatopora</i> <i>Conularia</i>
Mediu	LLANDEILIAN	<i>Nemagraptus gracilis</i> <i>Glyptograptus teretiusculus</i>			<i>Dalmanitina socialis</i>	<i>Amorphognathus tvaerensis</i> <i>Pygodus anserinus</i>	
		<i>Diplograptus dentatus</i> <i>Didymograptus. murchisoni</i> <i>Didymograptus bifidus</i>			<i>Illaeus</i>	<i>Pygodus serrus</i> <i>Eoplacognathus variabilis</i>	
Inferior	ARENIGIAN (SKIDAWLAN)	<i>Didymograptus hirundo</i> <i>Phyllograptus typus</i> <i>Tetragraptus serra</i> <i>Didymograptus extensus</i>			<i>Asaphus expansus</i> <i>Megalaspis Asaphellus</i>	<i>Microzarkodina parva</i> <i>Prioniodus triangul.</i> <i>Paroistodus proteus</i>	
		<i>Dictyonema flabelliforme</i>			<i>Ceratopyge forficula</i> <i>Eutoma Niobe</i>	<i>Cordylodus angulatus</i>	
CAMBRIAN		<i>Peltura scarabaeoides</i>					Faza salaria

PERIOADA ORDOVICIANĂ

		F A U N A M A R I N A									
C A M B R I A N	SUPERIOR										
	POTSDAMIAN										
	MEDIO										
ACADIAN	MEDIO										
	ACADIAN										
INFERIOR	GEORGIAN										
	GEORGIAN										

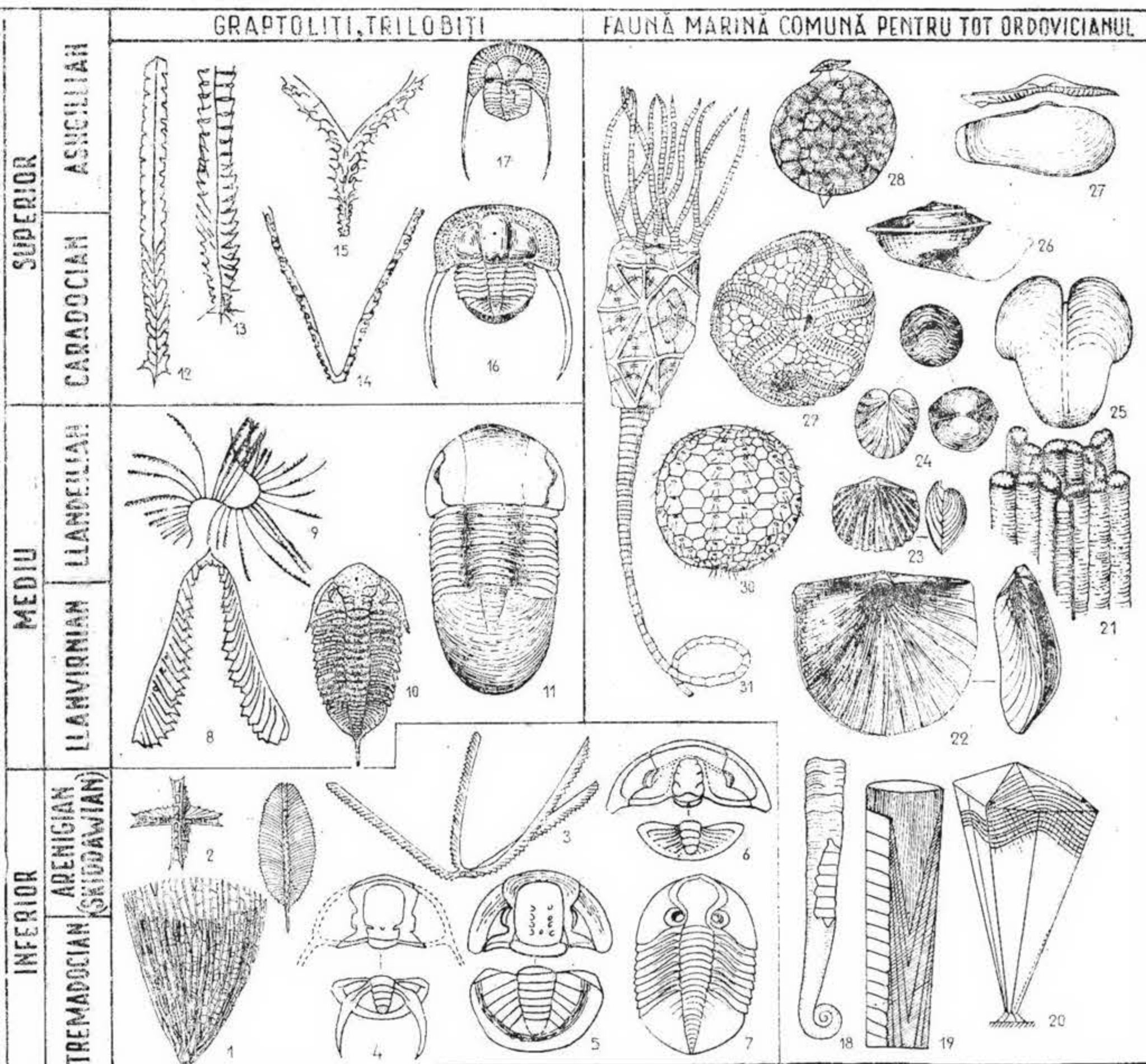
PLANȘA IV. Fauna marină în Cambrian

Archaeocyatha (1, 2), Scyphozoa (12, 21), Brachiopoda (7-9, 18, 28), Vermes (14), Monoplacophora (13), Gastropoda (3), Icetae sedis (5), Cephalopoda Nautiloidea (4, 27), Trilobita (6, 10, 11, 16, 17, 22, 23, 24-26, 29, 30), Heterostelea (19), Cystidea (20), Edrioasteroidea (15).

Cambrian inferior: 1 — *Pycnoidocyathus profundus* Bill.; 2 — *Coscinocyathus* sp.; 3 — *Oelandia acuticosta* (Walcott); 4 — *Volborthella tenuis* Schmidt; 5 — *Hyolithes princeps*; 6 — *Redlichia chinensis* Walcott; 7 — *Lingulella nathorsti* Linnarson; 8 — *Kutorgina cingulata* Billings; 9 — *Obolella chromatica* Walcott; 10 — *Olenellus* (*Holmia*) *kjerulfi* (Linnarson); 11 — *Protolenus paradoxoides* Mathew; 12 — *Spatangopsis* (= *Medusites*) *lindströmi* Linn.; 13 — *Scenella reticulata* Billings; 14 — *Scolithus*; 15 — *Stromatocystites* sp.

Cambrian mediu: 16 — *Paradoxides gracilis* Boeck; 17 — *Conocoryphe sulzeri* Schloth.; 18 — *Eoorthis remnicha* (Winchell); 19 — *Trochocystites* sp.; 20 — *Lichenoides priscus* Barrande; 21 — *Conulariella* sp.; 22 — *Dorypyge richthofeni* Dames; 23 — *Olenoides curticei* Walcott.

Cambrian superior: 24 — *Agnostus pisiformis* L.; 25 — *Olenus truncatus* Brünn; 26 — *Peltura scarabaeoides* (Wahlenberg); 27 — *Plectronoceras* sp.; 28 — *Lingulella davisi* M'Coy; 29 — *Dikelocephalus minnesotensis* Owen; 30 — *Prosaukia misa* (Hall.).



PLANȘA V. Fauna marină în Ordovician

Scyphozoa (20), Tabulata (21), Brachiopoda (22 - 24), Lamellibranchiata (27), Gastropoda (25, 26) Cephalopoda Nautiloidea (18, 19), Trilobita (4-7, 10, 11, 16, 17), Cystidea (28, 31), Edrioasteroidea (29), Echinoidea (30), Graptolithina (1-3, 8, 9, 12-15).

Ordovician inferior: 1 - *Dictyonema flabelliforme* Eichw.; 2 - *Phyllograptus typus* Hall.; 3 - *Tetragraptus serratus* Brongn.; 4 - *Ceratopyge forficula* Sars.; 5 - *Niobe insignis* Linnarson; 6 - *Euloma ornatum* Angelin; 7 - *Asaphus expansus* Wahl.

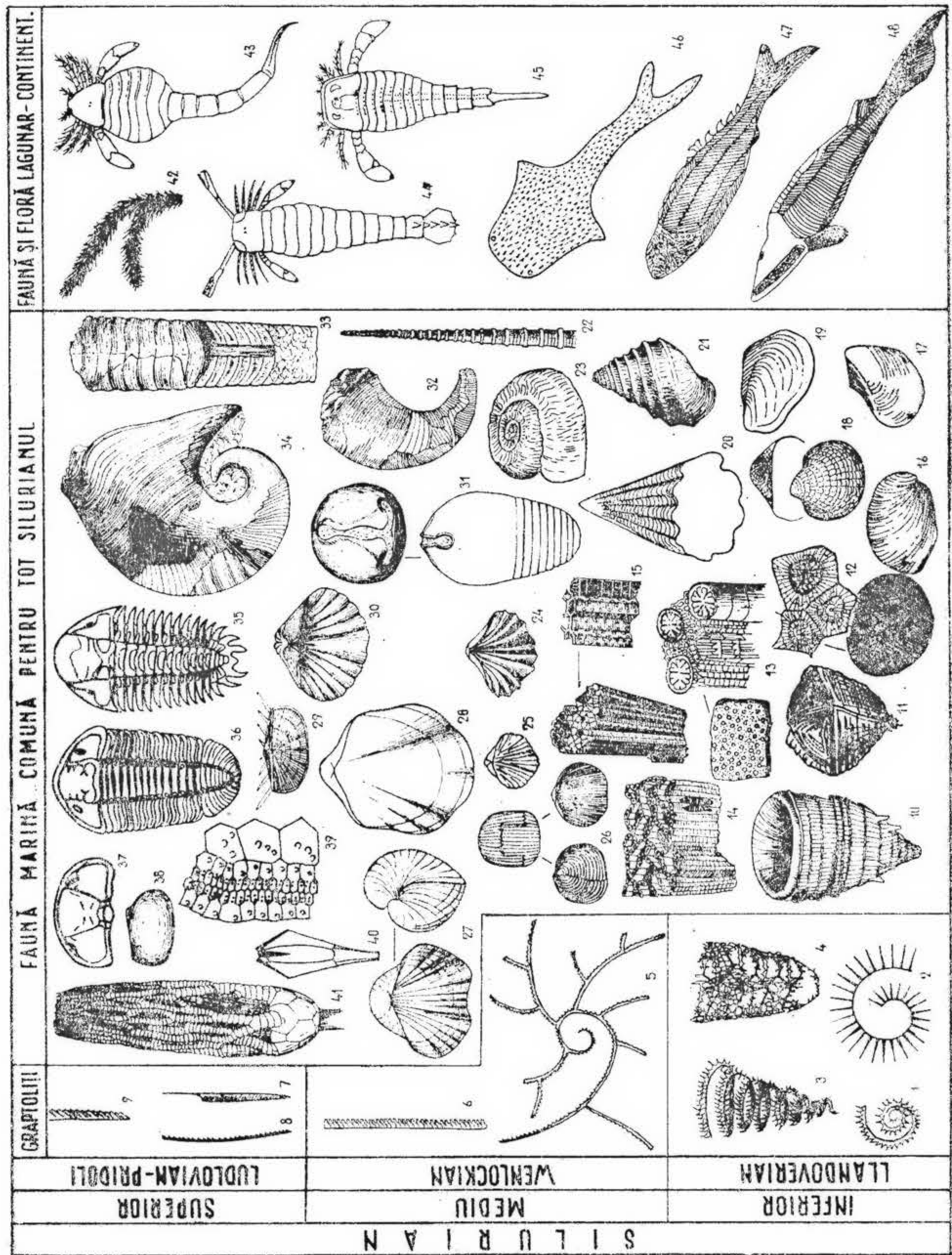
Ordovician mediu: 8 - *Didymograptus murchisoni* (Hisinger); 9 - *Nemagraptus gracilis* (Hall); 10 - *Dalmanitina socialis* (Barr.); 11 - *Iliaenus oblongatus* Ang. **Ordovician superior:** 12 - *Climacograptus* sp.; 13 - *Diplograptus pristis* Hall.; 14 - *Dicellograptus* sp.; 15 - *Dicranograptus nicholsoni* Ruedemann; 16 - *Onnia ornata* (Sternberg); 17 - *Cryptolithus goldfussi* Barr.

Fauna marină comună pentru tot Ordovicianul: 18 - *Lituites lituus* Montf.; 19 - *Endoceras longissimum* Hall.; 20 - *Conularia* sp.; 21 - *Catenipora* sp.; 22 - *Rafinesquina alternata* Conr.; 23 - *Orthis calligramma* Dalm.; 24 - *Porambonites aequirostris* Schloth.; 25 - *Bellerophon crassus* Ulr.; 26 - *Raphistoma qualterata* Schloth.; 27 - *Ctenodonta nasuta* Salt.; 28 - *Echinospaera aurantium* Gyllenhaal; 29 - *Edrioaster bigsbyi* Billings; 30 - *Bothriocidaris pahlenii* Schmidt; 31 - *Macrocystella mariae* Callaway.

Tabelul VI.5

Fosile caracteristice Silurianului

DEVONIAN	GEDINNIAN	Graptoliți	<i>Monograptus uniformis</i>	Conodonte	Faună marină comună pentru tot Silurianul	Spiriferide	Faza ardeneică
Superior	PRIDOLI (DOWN-TONIAN pro parte	<i>Monogr. (Pristiograptus) transgreddiens</i> <i>Monogr. (Pristiograptus) ultimus</i> <i>Bohemograptus bohemicus</i> <i>Monogr. (Colonograptus) colonus</i> <i>Monogr. (Pristiograptus) nilssoni</i>	<i>Monogr. (Pristiograptus) ludensis</i> <i>Monograptus priodon</i> <i>Cyrtograptus murchisoni</i> <i>Cyrtograptus centrifugus</i>	<i>Spathognathodus crispus</i> <i>Icriodus latialatus</i> <i>Kockella patula</i> <i>Pterospathodus amorphognathoides</i>	<i>Gollandechinus balticus</i> <i>Cyathocrinites longimanus</i> <i>Troostocrinus</i> <i>Leperditia hisingeri</i> <i>Cheirurus insignis</i> <i>Phacopidella glockeri</i> <i>Calymene blumenbachi</i> <i>Phragmoceras broderipi</i> <i>Cyrtoceras murchisoni</i> <i>Gomphoceras bohemicum</i> <i>Orthoceras annulatum</i> <i>Tentaculites ornatus</i> <i>Poleumita discors</i> <i>Lophospira bicincta</i> <i>Orthonychia elegans</i> <i>Megalomus canadensis</i> <i>Actinopterinia semicircularis</i> <i>Cardiola cornucopiae</i> <i>Paramodiola glabra</i> <i>Wilsonia wilsoni</i> <i>Camartoechia nucula</i> <i>Chonetes striatella</i> <i>Eospirifer plicatellus</i> <i>Ferganella borealis</i> <i>Gypidula galeata</i> <i>Pentamerus oblongus</i> <i>Leptaena rhomboidalis</i> <i>Acervularia ananas</i> <i>Omphyma subtrubinda</i> <i>Goniophyllum pyramidale</i> <i>Heliolites interstinctus</i> <i>Hatysites calenularia</i> <i>Favosites gollandicus</i>	Facies lagunar continental <i>Psilophytopsida</i> <i>Lycopsidea</i> (<i>Baragwanathia longifolia</i>) <i>Agnatha</i> <i>Gigantostroma</i>	
Mediu	WENLOCKIAN		<i>Retiolites geinitzianus</i> <i>Monograptus crispus</i> <i>Monogr. (Spiriograptus) turriculatus</i> <i>Rastrites linnaei</i> <i>Monograptus convolutus</i> <i>Glyptograptus persculptus</i>				
Inferior	LLANDOVERIAN (VALENTIAN)			<i>Aspidognathus tuberculatus</i>			
Ordovician	ASHGILLIAN	<i>Dicellograptus anceps</i>					Faza taconică



ciate cu lave bazaltice și andezitice și cineritele corespunzătoare, concordante cu *sparagmita* (Infracambrian), sint cutate împreună, puternic metamorfozate și străbătute de intruziuni magmatice (granite și gabbrouri). Vîrsta lor a fost dată pe baza fosilelor găsite în șisturile epimetamorfice din sectoarele de nord și sud.

În regiunea geosinclinală ardeno-poloneză formațiunile sint slab metamorfozate (filite, cuarțite, șisturi ardeziene și, local, calcare cristaline) și puțin fosilifere în sectorul de vest și median (Ardeni, Masivul Șistos Renan, Harz, Thuringia, Frankenwald, Fichtelgebirge, Erzgebirge, Lausitz, Sudeți) și nemetamorfozate, cu faună bogată și variată (ape puțin adînci) în extremitatea estică (Lysa Gora: Cm-fliș; O—S—grezos, calcaros, argilos). Spre limita Silurian—Devonian se dezvoltă faciesulowntonian (influența mișcărilor orogenice).

Zona pragului bretono-boem — regiunea insulară cu consolidare assyntică pe amplasamentul masivelor Armorican, Central francez, Vosgi, Pădurca Neagră, Boem — a fost pusă în evidență prin depozitele neritice, argilo-grezoase, oolitice, recifale, bogat fosilifere, cu grosimi reduse și lacune stratigrafice (aflorimente în masivele Armorican și Boem). În Silurian începe subsidența marginii nordice a pragului în regiunea armoricană.

În regiunea tethysiană sint depozite de mare mai adîncă: gresii fine, șisturi argiloase, calcare, local cu intercalații de roci efuzive (SE și N Mesetei iberice, axul Pirineilor, S Ms. Central francez — în Montagne Noire, S Sardiniei, insula Elba, provincia Toscana din Italia, Maures-Esterel, Alpii orientali — în zona nordică de grau wacke și Alpii Carnici, Carpați, Balcani, masivul sirbo-macedonean, Bosfor, Caucaz). În cuprinsul lor sint discordanțe unghiulare (mișcări orogenice). Începînd din Alpi pînă în Caucaz, exclusiv Alpii Carnici, Platforma moesică, Balcani, Bosfor, depozitele sint slab metamorfozate (cutare și metamorfozare în orogenezele caledoniană și variscă).

Teritoriul României se încadrează în domeniul de sedimentare tethysian. Sint atribuite cambro-silurianului, pe baza studiului litofacisurilor, a datelor radiometrice sau a conținutului paleontologic, o parte din șisturile epimetamorfice din Carpații orientali (partea superioară a seriei de Tulgheș, seriile de Dămuc, de Rusaia și partea inferioară a seriei de Repedea), din Carpații meridionali (o parte a seriei de Tulișa, seriile de Cîsnă-

PLANȘA VI. Fauna și flora în Silurian

Lycopsida (42), Tabulata (13—15), Tetracorallia (Rugosa) (10—12), Brachiopoda (24—30), Lamelli-branchiata (16—19), Gastropoda (20—23), Cephalopoda Nautiloidea (31—34), Trilobita (35—37), Gigantostrea (43—45), Ostracoda (38), Blastoidea (40), Crinoidea (41), Echinoidea (39), Graptolithina (7—4, 5, 6, 7—9), Agnatha (46—48).

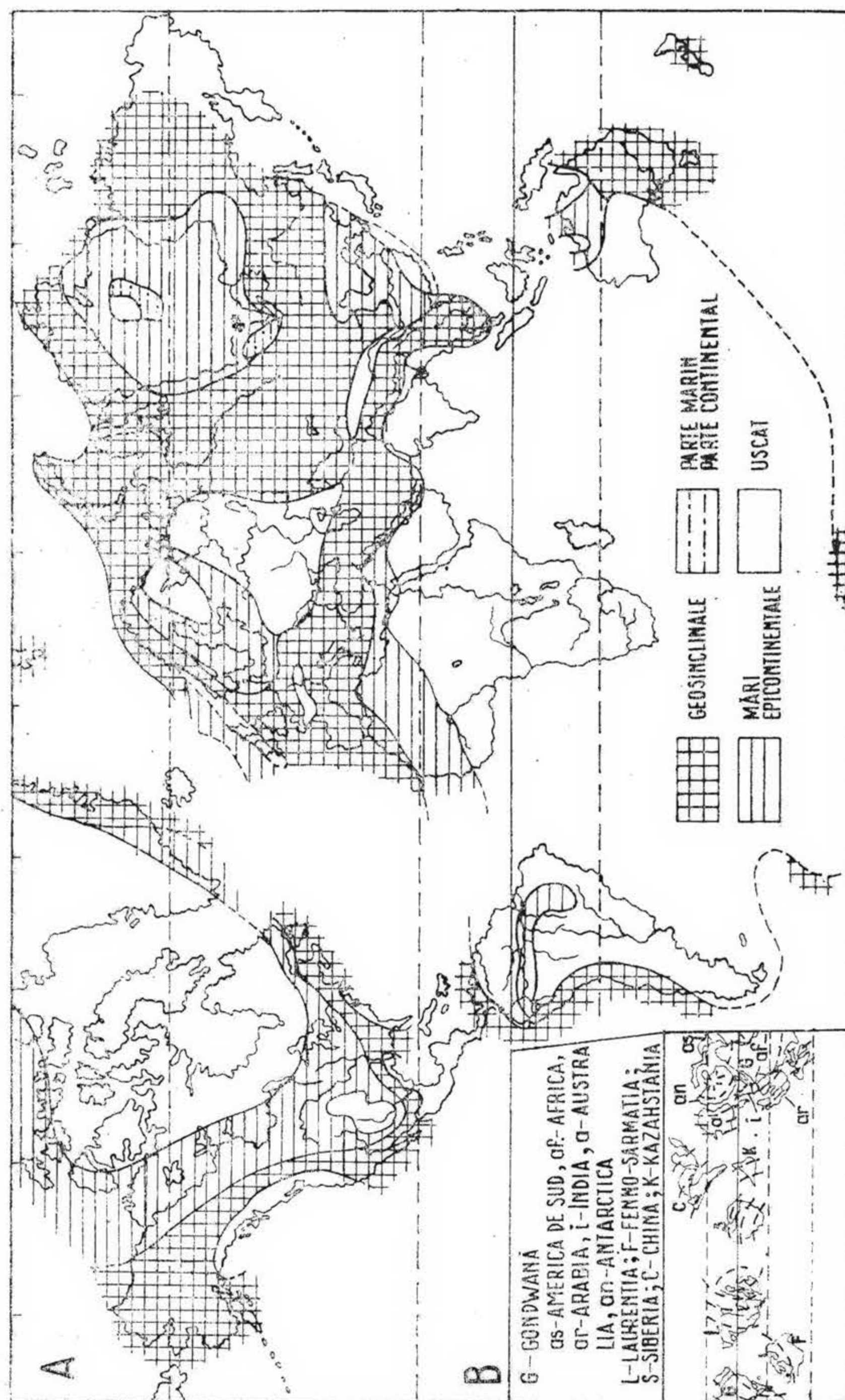
Silurian inferior: 1 — *Monograptus* (*Demirastrites*) *convolutus* Hisinger, 2 — *Rastrites linnaei* Barr., 3 — *Monograptus* (*Spirograptus*) *turriculatus* Barr.; 4 — *Retiolites geinitzianus* Barr.

Silurian mediu: 5 — *Cyrtograptus murchisoni* Carruthers; 6 — *Monograptus priodon* Bronn.

Silurian superior: 7 — *Monograptus* (*Colonograptus*) *colonus* Barr.; 8 — *Monograptus* (*Pristiograptus*) *nilssoni* Barr.; 9 — *M.* (*Pristiograptus*) *ultimus*.

Fauna marină comună pentru tot Silurianul: 10 — *Omphyma subtrubinata* d'Orb.; 11 — *Goniophyllum pyramidale* His.; 12 — *Acervularia ananas* Linné; 13 — *Heliolites interstinctus* Linn.; 14 — *Halysites catenularia* Linn.; 15 — *Favosites gotlandicus* Linn.; 16 — *Megalomus canadensis* Hall.; 17 — *Actinopteria semicircularis* Isberg; 18 — *Cardiola cornucopiae* Goldf.; 19 — *Paramodiola glabra* Isberg; 20 — *Orthonychia elegans* Barr.; 21 — *Lophospira bicincta* Hall.; 22 — *Tentaculites ornatus* Sow.; 23 — *Poleumita discors* (Sow.); 24 — *Ferganella borealis* Schloth.; 25 — *Camarotoechia nucula* Sow.; 26 — *Wilsonia wilsoni* Sow.; 27 — *Gypidula galeata* Dalm.; 28 — *Pentamerus oblongus* Sow.; 29 — *Chonetes striatella* Dalm.; 30 — *Eospirifer plicatellus* Linné; 31 — *Gomphoceras bohemicum* Barr.; 32 — *Cyrtoceras murchisoni* Barr.; 33 — *Orthoceras annulatum* Sow.; 34 — *Phragmoceras broderipi* Barr.; 35 — *Cheirurus insignis* Beyr.; 36 — *Calymene blumenbachi* Bronga.; 37 — *Denckmannites volborthi*, Barr.; 38 — *Leperditia hisingeri* Schmidt; 39 — *Gotlandechinus balticus* Régnell; 40 — *Troostocrinus reinwardti* (Troost); 41 — *Cyathocrinites longimanus* Ang.

Flora și fauna lagunar-continentală: 42 — *Baragwanathia longifolia* Lang et Cookson; 43 — *Carcinosoma scorpioides* Grote et Pitt; 44 — *Pterygotus buffaloensis* Pohlman; — 45 — *Eurypterus fischeri* Eichwaldt; 46 — *Lanarkia spinosa* Traquair; 47 — *Birkenia elegans*; 48 — *Hemicyclaspis murchisoni* (Egerton).



PLANȘA VII. Paleogeografia lumii în Cambrian. Poziția continentelor:
A - actuală (din Nița Tătăram, 1974); B - în Cambrian (după C.R. Scotese ș.a., 1979).

dioara și Rășinari, partea superioară a seriei de Drăgșan, filitele și cuarțitele cu macrofaună din NV platoului Mehedinți etc.), din Munții Apuseni (seriile de Arada, de Muncel etc.) și din Munții Măcinului (Priopcea și Piatra Cernei). Depozite nemetamorfizate, bogat fosilifere, au fost interceptate în foraje în Platforma moesică (Costinești, Călărași, S și SV Brăila, NE Slatina, Balș etc.).

În geosinclinalul uralian predomină sedimentele argilo-grezoase în sud și calcaroase în nord, fosilifere. Acestea sunt asociate cu lave bazice și cinerite pe versantul estic al Uralului. În Silurian, pe marginea vestică a geosinclinalului s-au dezvoltat recife (tip barieră).

Marginile Fenno-Sarmatiei au fost acoperite de mări epicontinentale în care s-au acumulat depozite cu litologie variată, bogat fosilifere; au grosimi mici și lacune stratigrafice (oscilații pe verticală); sunt orizontale. Cea mai mare întindere au avut-o apele în Silurian. Bazinul din S și E Scutului baltic avea adâncimi mai mari spre V (Oslo) și S (Scania) și din ce în ce mai reduse spre est și nord, spre marginea lui. Marea s-a extins și peste regiunea podolică și Platforma moldovenească în Ordovician și Silurian (depozite interceptate în foraje). La sfârșitul Silurianului apele se retrag spre sud și vest (facies lagunar cu gigantostracee și agnate = Downtonian, ecou al mișcărilor orogenice din geosinclinalele adiacente). Un bazin marin epicontinental mai puțin întins a acoperit NE Fenno-Sarmatiei (Peciora - Timan - Kanin) în Ordovician și Silurian (transgresiune din geosinclinalul uralian).

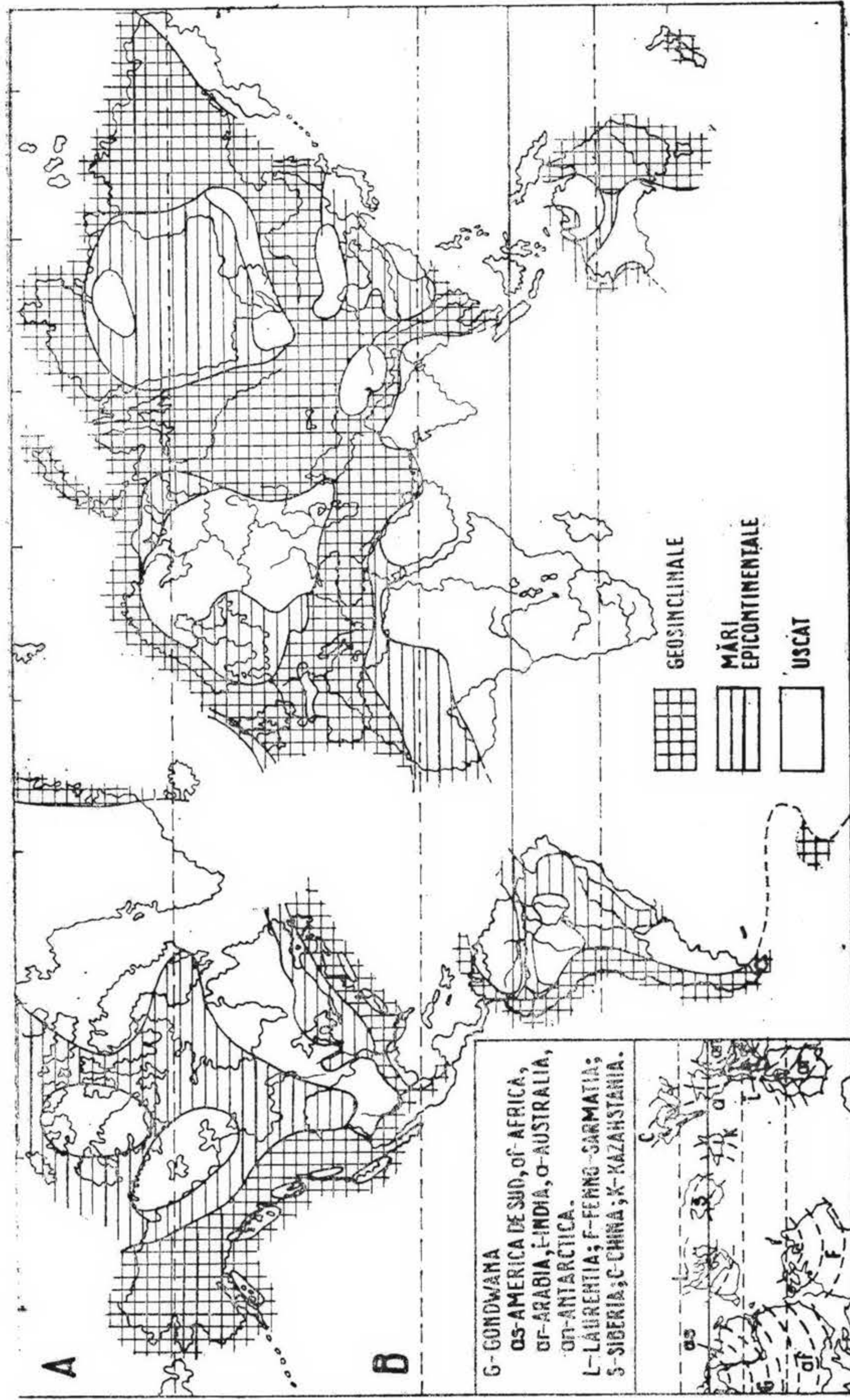
Alt bazin acoperea extremitatea de NV a Scoției (marginea Continentului Laurentia), dovadă fiind depozitele epicontinentale neritice, grezoase, apoi calcaroase, fosilifere (Cm-O₁) de la vest de linia de dislocație Erriboll - Torridon; marea înainta din geosinclinalul caledonian.

Paleozoicul inferior în celelalte continente. Ca și în Europa, se cunosc faciesuri de geosinclinal și epicontinentale (pl. VII, VIII, IX).

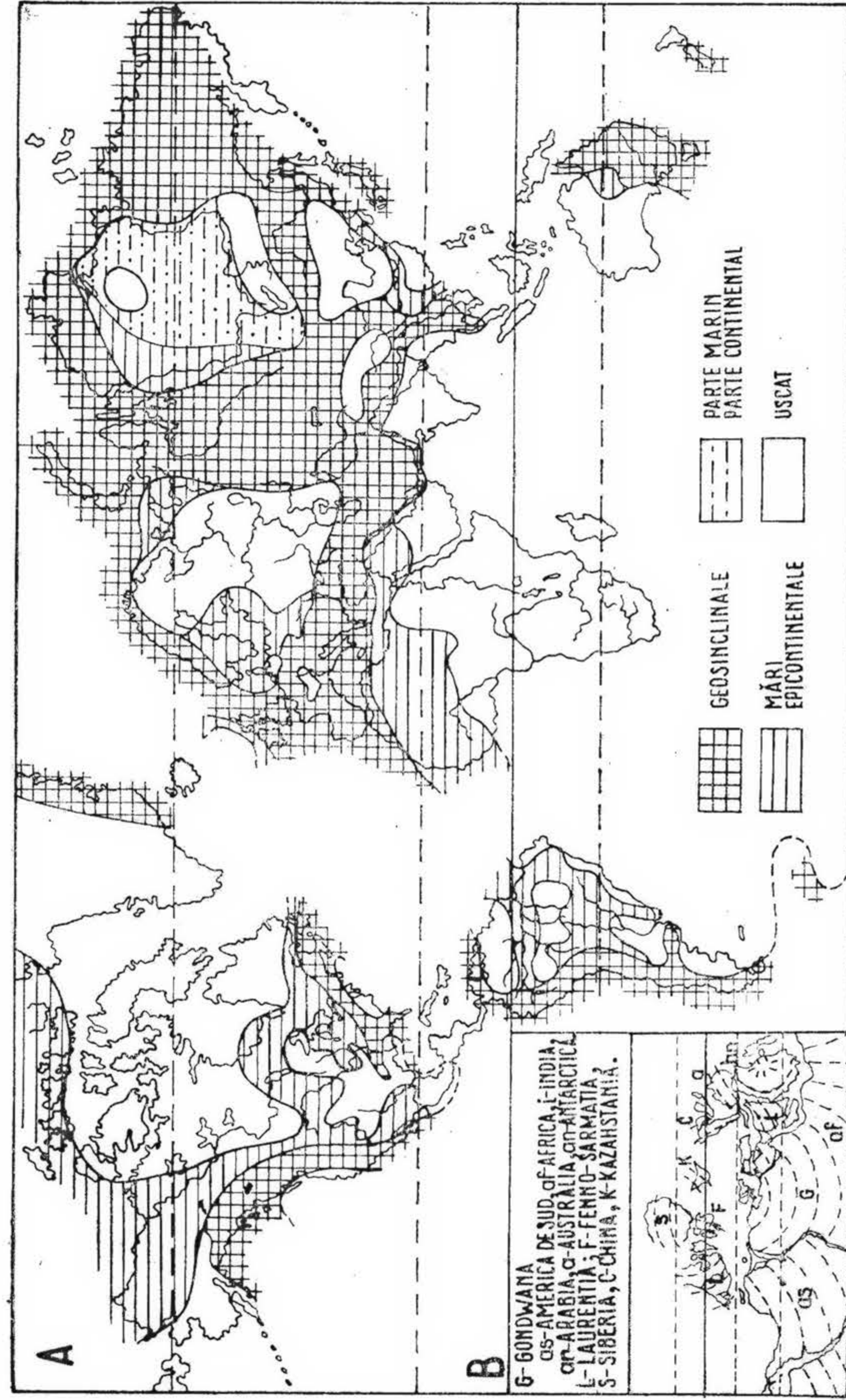
În Asia scuturile precambriene sunt înconjurată de geosinclinale. Astfel, Platforma siberiană este înconjurată de geosinclinalele: uralian (în V), Taimir (N), Verhojansk (E) și altaic (S). La sudul geosinclinalului altaic erau blocul Tarim și Platforma sinică, iar la sudul acestora era geosinclinalul himalaian (regiunea tethysiană asiatică). Exceptând geosinclinalele Taimir și Verhojansk, unde sunt frecvente calcarele, în celelalte predomină depozitele argilo-grezoase. Aproape pretutindeni sunt intercalații de roci efuzive și discordanțe unghiulare mai pronunțate în zonele apropiate platformelor. Platformele siberiană și sinică au fost acoperite de mări epicontinentale. Pe platforma siberiană fiecare perioadă începe cu o transgresiune și se încheie cu o regresie marină; în lagunele din marginile de NE, E, S și SV au precipitat sărurile (anhidrit, gips, sare gemă).

În America de Nord continuă evoluția geosinclinalelor schițate în Infracambrian pe marginile Laurentiei: appalachian (E), unit prin fosa Ouachita (S) cu cel cordileran (V), ce se prelungea spre nord cu geosinclinalul din N și E Groenlandei. În general, sunt depozite grezo-argiloase, apoi calcaroase, dolomitice, cu intercalații de roci efuzive. Platforma canadiană este acoperită, treptat, de o mare epicontinentală (calcare și dolomite cu intercalații de gresii și argile, fosilifere, orizontale). Apele înaintau din geosinclinalele appalachian și cordileran, atingând regiunea Marilor Lacuri în Cm₃, iar a golfului Hudson și arhipelagului arctic în Ordovician. Marea se retrage spre partea centrală a platformei la sfârșitul Ordovicianului și înaintază din nou în Silurian. În calcarele de Trenton (O₂) din S Marilor Lacuri sunt înmagazinate zăcăminte de petrol și gaze. Silurianul se încheie cu o regresie; în lagune precipită sărurile (anhidrit, gips, sare gemă exploatabilă).

În America de Sud, în vestul scuturilor precambriene era geosinclinalul andin (depozite argilo-grezoase și argilo-calcaroase), continuat cu bazinul epicontinental amazonian (depozite detritice) și alte golfuri pe platformele braziliană și argentiniană (patagoniană).



PLANȘA VIII. Paleogeografia lumii în Ordovician. Poziția continentelor:
A — actuală (din Nița Tătăram, 1974); B — în Ordovician (după C.R. Scotese ș.a., 1979).



PLANȘA IX. Paleogeografia lumii în Silurian. Poziția continentelor:
A — actuală (după Nița Tătăram, 1974); B — în Silurian (după C.R. Scotese ș.a., 1979).

În *Africa*, în nordul soclului precambrian sînt depozite de geosinclinal (Meseta marocană, Munții Atlas și Kabilia Mare) și epicontinentale (pe Platforma sahariană și NNE scutului nubiano-arab), asemănătoare aceloră din regiunea mesogeană europeană. Acestea s-au acumulat în partea sudică a Mesogeei (Tethys).

În *Australia* geosinclinalul tasmanian schițat din Infracambrian (geos. Adelaida) se extinde progresiv spre nord și sud în Cambrian. Predomină depozitele detritice cu intercalații de roci efuzive. Spre platformă s-au dezvoltat recife de tip barieră în Cambrian (calcare cu arheociatide) și Silurian (tabulați, tetracoralii etc.). Marea epicontinentală ce acoperea partea centrală și de NV în Cambrian se retrage spre partea central-estică în Silurian (depozite detritice și calcaroase).

În *Antarctida* se cunosc calcare cu arheociatide și trilobiți (Cm) și gresii (O—S) în estul continentului.

Unele concluzii privind paleogeografia. Geosinclinalele schițate în Infracambrian se conturează la începutul Paleozoicului, separînd masele continentale, care — pe baza datelor paleomagnetice — ocupau poziții foarte diferite în raport cu ecuatorul în timpul cambro-silurianului (pl. VII B, VIII B, IX B) (modelele de hărți elaborate diferă de la autor la autor). În concepția mobilistă geosinclinalul caledonian, ce separa Fenno-Sarmatia de Laurentia, începe să se restrîngă progresiv prin apropierea celor două blocuri. Coliziunea se realizează spre sfîrșitul Silurianului în regiunea scandinavă și puțin mai tîrziu în regiunea nord-appalachiană. Lanțul muntos format (caledonidele) se întinde din Munții Taconici (NE S. U. A.), Irlanda (fără partea S), Anglia (exclusiv Cornwall), Munții Scandinavi, Spitzberg, pînă în E și N Groenlandei. Ia naștere continentul Nord-Atlantic cuprins între geosinclinalele cordileran și uralian. Orogeneza începe la sfîrșitul Cm și se continuă pînă la sfîrșitul S (fazele: salairă — Cm/O, tasonică — O/S, ardenică — erică — S/D). În unele sectoare au avut loc fenomene de metamorfism regional și magmatice (intruziuni de granite și gabbrouri). În sectorul Scoția—Scandinavia se constată o deversare bilaterală a cutelor: șariaj către ESE în Scandinavia între Kwijjokk și Areskutan și către VNV în Scoția pe linia tectonică Erriboll—Torridon.

În celelalte geosinclinale se observă dislocări slabe sau consolidări parțiale (catene exondate ce se alătură ariilor continentale: catena Salair și V Kazahstanul central, zona Severnaia Zemlia — Marea Karsk, caledonidele australiene, catena tasonică). Fenomene de cutare și exondare au loc și în geosinclinalele ardeno-polonez (N) și himalaian (E), însă regiunile se afundă la începutul Devonianului. În geosinclinalul uralian se schițează unele riduri. Toate aceste domenii de sedimentare se mențin și în perioadele următoare.

Geosinclinalele se continuă pe marginile soclurilor continentale cu mări epicontinentale a căror întindere a variat în timp, din cauza mișcărilor epirogenice (transgresiuni și regresii marine repetate). Pe platformele continentale vaste au existat condiții deosebit de favorabile dezvoltării viețuitoarelor.

Distribuția asociațiilor de faună marină tropicală în toate continentele, prezența calcarelor oolitice, a evaporitelor etc. în multe regiuni arată că în Paleozoicul inferior nu se diferențiau zone climatice. Totuși, în Ordovicianul superior (spre —450 Ma) s-a instalat o glaciație în Sahara, cu centrul la NE de golful Guineei (tillite peste un fundament striat etc.). Topirea calotei, care începe spre —440 Ma, explică transgresiunea marină progresivă siluriană. Aceste variații climatice din Paleozoicul inferior sînt greu de reconstituit. Se admite că în Ordovician polul sud era în Sahara de vest. Din Silurian acesta se deplasează spre SE (Sudul Africii).

3.1.2. PALEOZOICUL SUPERIOR (CICLUL VARISC = HERCINIC)

3.1.2.1. Perioada devoniană (—410 — 360 Ma)

În 1939 R. Murchison și A. Sedgwick au dat denumirea de Devonian formațiunilor marine fosilifere ce se găsesc sub cele carbonifere, în Devonshire (Anglia).

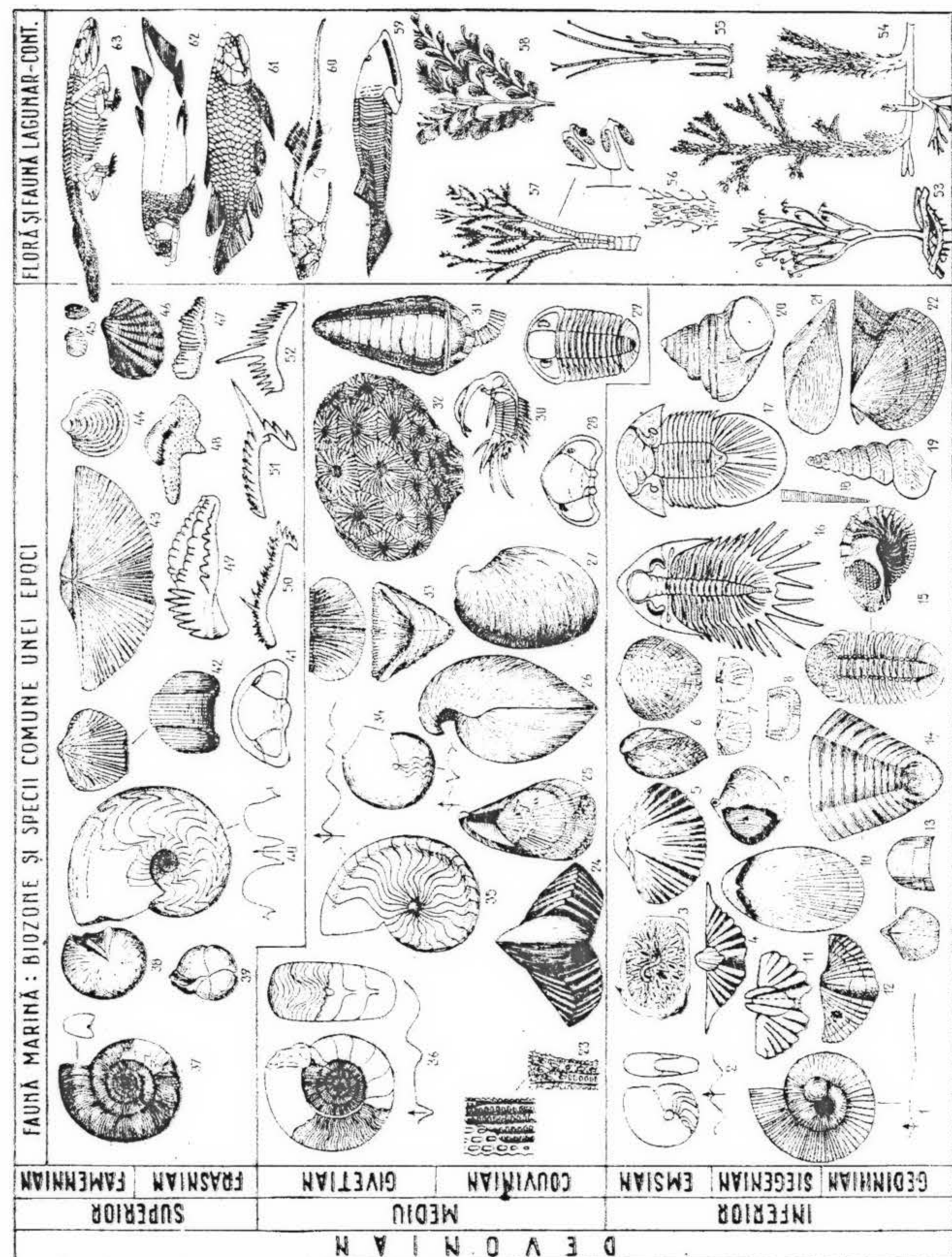
Caractere paleontologice. *Flora și fauna lagunar-continentală* continuă să se dezvolte, ca urmare a măririi suprafețelor continentale la sfîrșitul Silurianului (tabelul VI. 6, pl. X). Se diversifică pteridofitele și apar gimnospermele. Se disting două asociații floristice: o asociație în D₁₋₂ dominată de psilofite în regiunile mlăștinoase (*Rhynia*, *Hornea*, *Psilophyton*) și de uscat (*Asteroxylon*) și altă asociație în Givetian—D₃, caracterizată prin premergătorii florei carbonifere (licopside, sfenopside, filicopside, pteridospermopside și cordaitopside). Psilofitele dispar treptat în D₃. Pe continente, în lacuri sau în lagune, au trăit lamelibranhiate de apă dulce (*Archaeonodon*), miriapode, insecte apterigote, arahnide, gigantostracee (*Eurypterus*, *Pterygotus*), agnate (*Cephalaspis*, *Pteraspis*), pești placodermi (*Coccosteus*), chondrostei, crossopterigieni (*Holopterygius*) și dipnoi (*Dipterus*). În D₃ apar amfibienii stegocefali (*Ichthyostega* — estul Groenlandei, *Elpistostege* — estul Americii de Nord).

Flora și fauna marină. Apar genuri și specii noi în cadrul grupelor cunoscute din Silurian. Începe declinul unor grupe (tabulați, nautiloidee, trilobiți, cistoide), care vor dispărea treptat pînă la sfîrșitul Paleozoicului. Cu importanță stratigrafică sînt goniatiti (*Agoniatites* — D₁, *Anarcestes*, *Maeniaceras* — D₂, *Manticoceras*, *Cheiloceras* — D₃), la care se adaugă Clymeniidele (*Kosmoclymenia*), apoi brahiopodele (numeroase Spiriferacee: *Acrospirifer*, *Paraspirifer*, *Cyrtospirifer*; alte genuri în zonele subrecifale: *Uncites*, *Stringocephalus* sau mai de larg — *Hypothyridina*), tetracoralii (*Hexagonaria*, *Lithophyllum*) și unele microfossil. Au construit recife tetracoralii împreună cu tabulații, stromatoporidae, briozoarele etc. Celelalte nevertebrate sînt frecvente în faciesurile neritice grezoase, argiloase sau subrecifale. Vertebratele sînt prezente prin pești elasmobranchii și chondrostei.

Delimitare și subdiviziuni. În Devonshire, unde a fost definit sistemul, formațiunile sînt foarte cutate, faliat și străbătute de corpuri granitice. Din această cauză strato-tipurile etajelor au fost alese în regiunea ardeno-renană, unde tectonica este mai puțin complicată și depozitele sînt bogat fosilifere (tabelul VI 6).

Devonianul în Europa. Se cunosc formațiuni continentale acumulate pe Continentul Nord-Atlantic (Continentul gresiei roșii vechi) și formațiuni marine depuse în geosinclinalele cunoscute în Paleozoicul inferior (exceptînd geosinclinalul caledonian). Teritoriul cuprins între aceste domenii de sedimentare, îngust în vestul Europei și din ce în ce mai larg spre Ural, a fost sediul unor acumulări cînd continentale, cînd marine epicontinentale, marea înaintînd din geosinclinalele ardeno-polonez și uralian (pl. XI).

Formațiunile continentale (Old Red Sandstone) apar sub forma unor petice în Irlanda, arhipelagul Orcade, Scoția, Anglia (fără Cornwall), peninsula scandinavă, Spitzberg, Insula Urșilor, Groenlanda și estul Platformei canadiene. Inițial ele au format o cuvertură continuă. Constau din alternanțe de conglomerate, gresii, marne și șisturi argiloase roșii sau multicolore, care conțin resturi vegetale și animale (v. flora și fauna lagunar-continentală). Au caracter eolian, torențial, lagunar sau lacustru (climat cald, uscat, cu ploi torențiale rare, cînd s-au format lacuri temporare). Sînt aproape orizontale și ating grosimi mari în Țara Galilor (1000 m) și în Scoția (6000 m; subsidență lentă), materialul fiind transportat din catena caledonidelor. Vîrsta lor a fost precizată în



Anglia: se aștern peste Cambro-Silurianul cutat și suportă Carboniferul marin. Constituie primul termen al cuverturii epicaledoniene.

Formațiunile marine prezintă variații de facies, sedimentarea fiind influențată de condițiile geotectonice.

Geosinclinalul ardeno-polonez, consolidat parțial în orogeneza caledoniană, își reia funcția de geosinclinal la începutul Devonianului (aflorimente în sudul Irlandei, Devonshire, Boulonnais, masivele Ardeno-Renan, Harz, Thuringia, Frankenwald, Erzgebirge, Saxonia, Lausitz, Sudeți Moravia, Lysa Gora). Succesiuni complete, bogat fofere, sînt în masivul Ardeno-Renan. În partea sudică (Dinant) litologia, ca și asociațiile de faună (tabelul VI.6), indică adîncimi reduse ale bazinului marin în D_1 (conglomerate, gresii calcaroase în alternanță cu șisturi argiloase) și apoi adîncirea progresivă a acestuia în D_2 (argilo-calcaros, apoi recifal) și în D_3 (șistos, cu amonoidee). Unda de subsidență se deplasează spre nord. Este faciesul renan al Devonianului, cunoscut în majoritatea regiunilor enumerate. În estul masivului Renan și în SE Harzului se dezvoltă faciesul hercinic (D_{1-2} calcaros zoogen, uneori recifal). Spre sud predomină șisturile asociate cu roci efuzive bazice (Thuringia, Frankenwald, Saxonia: fosa principală).

Pragul bretono-boem se menține și în Devonian (facies renan în masivul Armoric, și facies hercinic în masivul Boem). Se continuă subsidența sectorului vestic. În sectorul estic sînt oscilații pe verticală cu tendința de exondare la sfîrșitul D_2 .

În domeniul tethysian (N și S Mesetei iberice, axul Pirineilor, Montagne Noire ins. Baleare, Sardinia, Elba, Alpii orientali și Dinarici, ins. Eubea, Bosfor, munții Măcinului, Caucaz etc) predomină depozitele batiale calcaroase, roșii-violacei și cenușii cu goniatiți. Sînt, însă, unele variații de facies determinate de evoluția geotectonică: facies-hercinic și apoi calcaros cu goniatiți pe versantul italian al Alpilor orientali: șisturi argiloase, gresii și calcare (D_1) în munții Măcinului; facies flișoid cu conodonte sau șistos cu conodonte și intercalații de diabaze în zona Tulcea; D_{1-2} argilo-grezos și D_3 calcaros

PLANȘA X. Fauna și flora în Devonian

DEVONIAN: Psilophytopsida (53-55), Lycopsida (56), Sphenopsida (57), Filicopsida (58); Tabulata (3), Tetracorallia (Rugosa) (32, 33), Bryozoa (23), Brachiopoda (4-13, 24-26, 42, 43), Lamellibranchiata (21, 22, 27, 44-46), Gastropoda (18-20), Cephalopoda Ammonoidea (1, 2, 34-40), Trilobita (14-17, 28-30, 41), Crinoidea, (37), Conodontochordata (47-52), Agnatha (59), Pisces: Placodermi (60), Crossopterygii (61), Dipnoi (62), Amphibia Ichthyostegalia (63).

Devonian inferior: 1 - *Mimagoniatites zogensis* Raener; 2 - *Agoniatites fidelis*; 3 - *Pleurodictyum problematicum* Goldf.; 4 - *Euryspirifer arduennensis* Schnur.; 5 - *Sieberella sieberi* v. Buch.; 6 - *Atrypa reticularis* Linn.; 7 - *Chonetes plebejus* Schnur.; 8 - *Chonetes sarcinulata* Schloth.; 9 - *Athyris concentrica* v. Buch.; 10 - *Rensselaeria strigiceps* F. Roemer; 11 - *Acrospirifer primaevus* Steininger; 12 - *Hysterolites hystericus* Schloth.; 13 - *Uncinulus henrici* Barr.; 14 - *Homalonotus crassicauda* Sandb.; 15 - *Phacops* sp.; 16 - *Asteropyge punctata* (Steininger); 17 - *Scutellum paliferum* (Barr.); 18 - *Tentaculites schlotheimi* Kok; 19 - *Murchisonia bachelieri* Rouault; 20 - *Bembexia larteti* (M. Chalmas); 21 - *Goniophora secans* Barr.; 22 - *Pterinea lineata* Goldf.
Devonian mediu: 23 - *Unitrypa lata* (Hall.); 24 - *Paraspirifer cultrijugatus* F. Roem.; 25 - *Uncites gryphus* Schloth.; 26 - *Stringocephalus burtini* DeFr.; 27 - *Eumegadon cucullatus* Goldf.; 28 - *Denckmannites micromma* (A. Roem.); 29 - *Proetus cuvieri* Stein.; 30 - *Ceratarges armatus* Goldf.; 31 - *Cupressocrinus crassus* Goldf.; 32 - *Hexagonaria hexagonum* Goldf.; 33 - *Calceola sandalina* Lam.; 34 - *Maeniaceras terebratum* Sandb.; 35 - *Pinacites jugleri* (A. Roem.); 36 - *Anarcestes lateseptatus* Beyrich.

Devonian superior: 37 - *Kosmoclymenia undulata* Münst.; 38 - *Prolobites delphinus* Sandb.; 39 - *Cheiloceras subpartitum* Münst.; 40 - *Manticoceras intumesces* Beyr.; 41 - *Trimeroceras mastodermalis* R. et E. Richter; 42 - *Hypothyridina cuboides* Sow.; 43 - *Cyrtospirifer verneuili* Murch.; 44 - *Cardiola concentrica* v. Buch.; 45, 46 - *Buchiola retrostriata* v. Buch. (46 - mărită); 47 - *Spathognathodus*; 48 - *Palmatolepis*; 49 - *Polygnathus*; 50 - *Angulodus*; 51 - *Synprionodina*; 52 - *Prioniodina*.

Flora și faună lagunar-continentale: 53 - *Psilophyton princeps* Dawson; 54 - *Asteroxylon* sp.; 55 - *Rhynia gwynne-vaughani* Kidston; 56 - *Protolepidodendron scharyanum* Krajci; 57 - *Calamophyton primaevum* Kräusel et Weyland; 58 - *Archaeopteris latifolia* Arnold; 59 - *Cephalaspis* sp.; 60 - *Coccosteus decipiens* Ag.; 61 - *Holoptychius* sp.; 62 - *Dipterus valenciennesi* Sedgwich et Murchison; 63 - *Ichthyostega* sp.

CARBO-NIFER	TOURNAISIAN	Gattendorfia, Pericyclus, Productus, Spirifer tornacensis					Faza bretonă
PERIODADA DEVONIANĂ	Superior	FAMEN-NIAN	Biozone :			Fauna marină	Flora și fauna lagunar-conti-nentală
		FRASNI-AN	Kosmoclymenia undulata Platyclymenia annulata Protobites delphinus Cheiloceras subpartitum	Conodonte Palmatolepis crepida	Phacops (Trimeroccephalus) mastophthalmus Cyrtospirifer verneuili Cardiola concentrica Buchiola retrostriata	Ichthyostega Dipterus Holoptychius Coccosteus Pteraspis Cephulaspis Pterygotus Eurypterus Archaeonodon Archaeopteris Calamophyton Archaeosigillaria	
	Mediu	GIVETI-AN	Manticoceras intumescens Hypothyridina cuboides Phaciceras lunulicosta	Polygnathus asymmetricus	Lithophyllum vesiculosum Hexagonaria hexagonum Uniatrypa lata Uncites gryphus Eumegalonotus cucullatus Denticmannites micromma Ceratarges armatus Proetus curieri Cupressocrinus crassus	Protolopidodendron	
		COUVI-NIAN	Pinacites jugleri Calceola sandalina Anarcestes lateseptatus Paraspirifer cultrijugatus	Spathognathodus bidentatus	Homalonotus crassicauda Asteropyge punctata Scutellum paliferum Tentaculites schlotheimi Bembexia larteti Murchisonia bucheleri Pterinea lineata Goniophora secans Rensselaeria strigiceps Hysterolites hystericus Uncinulus henrici Chonetes sarcinulata Chonetes plebejus	Asteroxylon Psilophyton Hornea Rhynia	
	SILURIAN	Inferior	EMSIA	Mimagoniatites zogensis Pleurodictyum problematicum Euryspirifer arduennensis	Spathognathodus steinhornensis	Phacops sp., Atrypa reticularis, Athyris concentrica	Faza ardennică
SIEGE-NIAN			Agoniatites fidelis Acrospirifer primaeus Pentamerus (Sieberella) sieberi	Icriodus			
SILURIAN	PRIDOLI	GEDIN-NIAN	Spirifer dumontianus Howella (Spirifer) mercuri (= elevatus) Spirifer sulcatus Warburgella rugulosa Monograptus uniformis	Spathognathodus remscheldensis			
			Pristiograptus transgrediens				

dolomitice cu intercalații de anhidrite în Platforma moesică (foraje) etc. Prin analize palinologice au fost atribuite Devonianului o parte din șisturile epimetamorfice din Carpații orientali (seria de Repede în Pietrosul Rodnei) și meridionali (Drencova, Valea Idegului, Poiana Ruscă).

În geosinclinalul uralian în vest D_1 este de tip hercinic, iar D_{2-3} de tip renan; în est sint șisturi și cuarțite, mai rar calcare, între care se intercalează roci efuzive bazice.

Regiunile de margine ale Continentului gresiei roșii vechi sint acoperite temporar de mare. Marginea sa sudică este marcată de intercalațiile continentale (Old Red) între depozitele cu faună marină din nordul geosinclinalului ardeno-polonez. În est, Platforma rusă, exondată în D_1 , începe să fie acoperită progresiv de marea care transgredează din geosinclinalul uralian. Apele ajung până în Timan și sinecliza Moscovei în Couvinian, de unde se extind până în regiunea baltică și Doneț în Frasnian. La începutul Famennianului acestea se retrag din regiunile baltică, Doneț și Timan, rămânând localizate din sinecliza Moscovei spre Ural (calcare, marne, dolomite, mai rar argile, cu faună marină, peste depozite continentale; șisturi bituminoase de Domanic pe marginea estică în Frasnian; local sint evaporite).

Devonianul în celelalte continente. Se mențin domeniile de sedimentare din Paleozoicul inferior, dar ariile acestora sint mai restrinse (pl. XI)

În Asia, în geosinclinale (uralian, Taimir, Verhojansk—Kolima, altaic, himalaian) și pe platforme (siberiană NV, sinică), Devonianul este detritic și calcaros, local, cu roci efuzive. Devonianul este de tipul Old Red Sandstone, cu intercalații marine rare în regiunile consolidate în orogeneza caledoniană (N geos. Taimir, N geos. altaic). Faciesul Old Red se întinde și în D_1 în NV Platformei siberiene unde este acoperit de depozite marine D_2 sau D_3 epicontinentale.

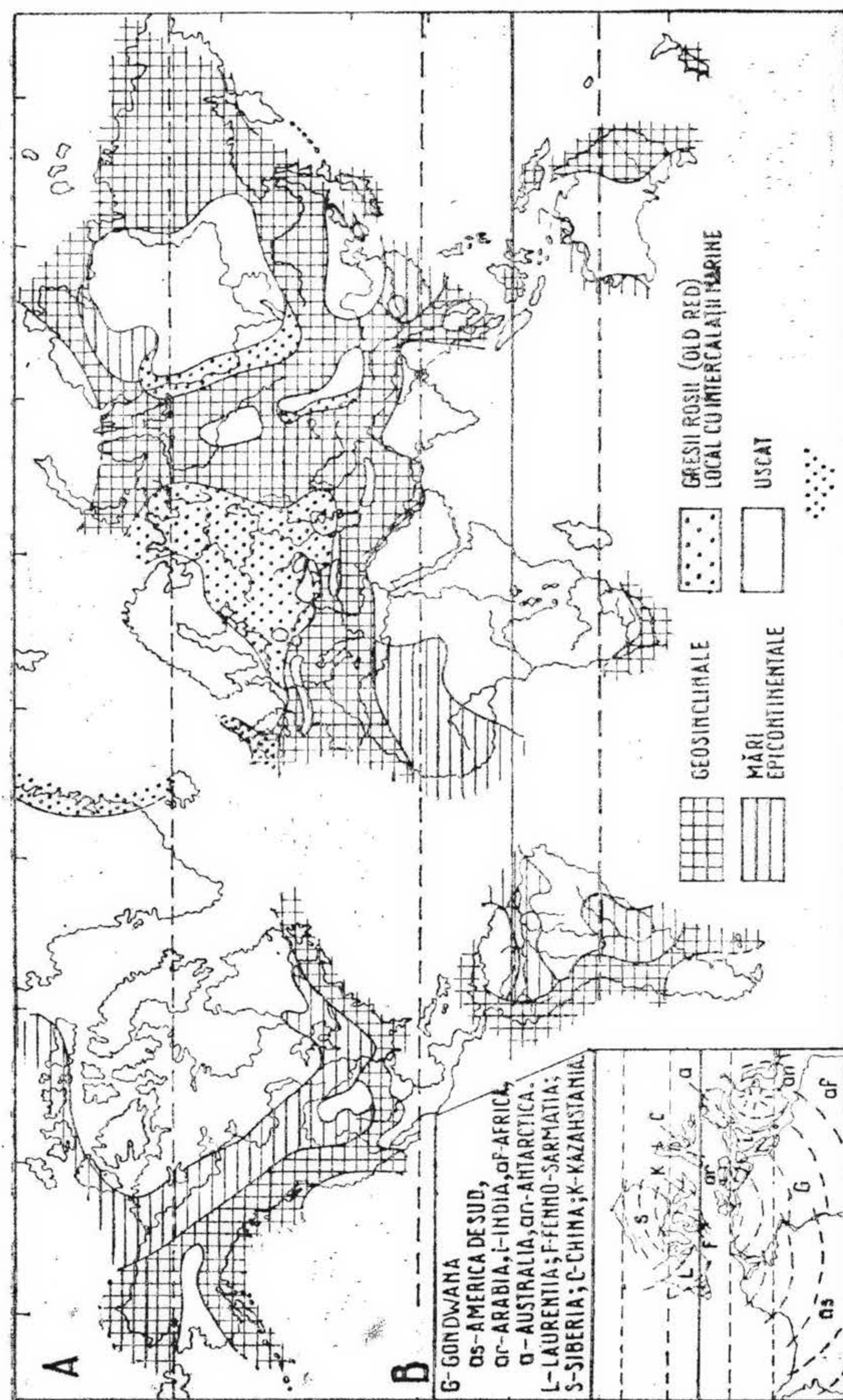
În America de Nord sint depozite predominant calcaroase în geosinclinalul cordileran, grezoase și sistoase în geosinclinalul appalachian și detritice și calcaroase pe Platforma canadiană. În D_3 pe platformă și în regiunea appalachiană sint condiții euxinice (șisturi bituminoase; zăcămintele de petrol și gaze). În estul Platformei canadiene (estul Sf. Laurențiu, Noua Scoție) sint gresii roșii (tip Old Red).

În America de Sud, în geosinclinalul andin sint faciesuri variate. Predomină, însă, șisturile bituminoase (zăcămintele de petrol în Bolivia și Argentina). Depresiunile Amazonului și NE Argentinei — S Braziliei au fost acoperite de mări epicontinentale.

În Africa sint depozite de geosinclinal bogat fosilifere, asemănătoare tipului renan, în Meseta marocană și Munții Atlas și depozite epicontinentale pe Platforma sahariană și nordul Scutului nubiano-arab. Acestea s-au acumulat în partea sudică a domeniului de sedimentare mesogean. În sudul continentului se formează geosinclinalul Kapului, indicu al deschiderii Atlanticului de sud (conglomerate, gresii, șisturi argiloase fosilifere). Apele erau mai reci (lipsește corali).

În Australia, în geosinclinalul tasmanian depozitele D_{1-2} , împreună cu cele mai vechi, sint cutate (mișcări orogenice caledoniene tirzii). D_3 este transgresiv, calcaros coralligen, apoi cu Clymenii (adâncire treptată). În D_3 se schițează geosinclinalul westralian și golfulurile din NV soclului australian (marginea sudică a Mesogeei). Prezintă interes fauna marină din Noua Zeelandă, amestecul de specii europene, asiatice, sud-africane și sud-americane indicând legăturile paleogeografice existente între aceste domenii de sedimentare.

În Antarctica apar depozite devonice cu pești placodermi în catena transantarctică.



PLANȘA XI. Paleogeografia lumii în Devonian. Poziția continentelor:
A = actuală (după Nița Tătăram, 1974); B = în Devonian (după C. R. Scotese ș.a., 1979).

3.1.2.2. Perioada carboniferă (–360 – 280 Ma)

Termenul de sistem carbonifer a fost propus în 1839 de R. Murchison și A. Sedgwick pentru formațiunile ce cuprind zăcămintele importante de cărbuni din Insulele Britanice. Acesta a fost extins apoi și pentru depozitele sincrone lipsite de cărbuni.

Caractere paleontologice. Flora și fauna continentală se dezvoltă și se diversifică mult (pl. XII, tabelul VI 7.). Pteridofitele ating apogeul dezvoltării lor. Licopsidele (*Lepidodendron*, *Sigillaria* – 40 m înălțime, 3 m diametru, *Stigmaria* = rizomii acestora), sfenopsidele (*Calamites* – 30 m, *Annularia* = ramuri tinere) și ferigile arborescente (*Rhacopteris*), asociate cu gimnosperme pteridospermopside (*Pecopteris*, *Neuropteris*, *Sphenopteris*) și cordaitopside (*Cordaites* – 30–40 m înălțime), la care se adaugă spre sfârșitul perioadei cicadopside, ginkgopside și coniferopside, furnizează materia vegetală din care au rezultat cărbunii.

Fauna este reprezentată prin lamelibranhiate, gasteropode, gigantostracee (*Eurypteride*), filopode, arahnide, miriapode (50 cm lungime), insecte (*Meganeura* – 75 cm anvergura aripilor), pești chondrostei numeroși, crossopterigieni și dipnoi mai rari și, în regiunile mlăștinoase, amfibieni stegocefali (*Urocordylus*, *Dolichosoma*). În C_3 apar reptilele primitive în America de Nord: *Cotylosauria*, *Pelycosauria* (ce stau la originea reptilelor ierbivore, carnivore și acvatice) și *Therapsida* (din care vor deriva ulterior mamiferele); acestea din urmă se găsesc și pe continentul Gondwana.

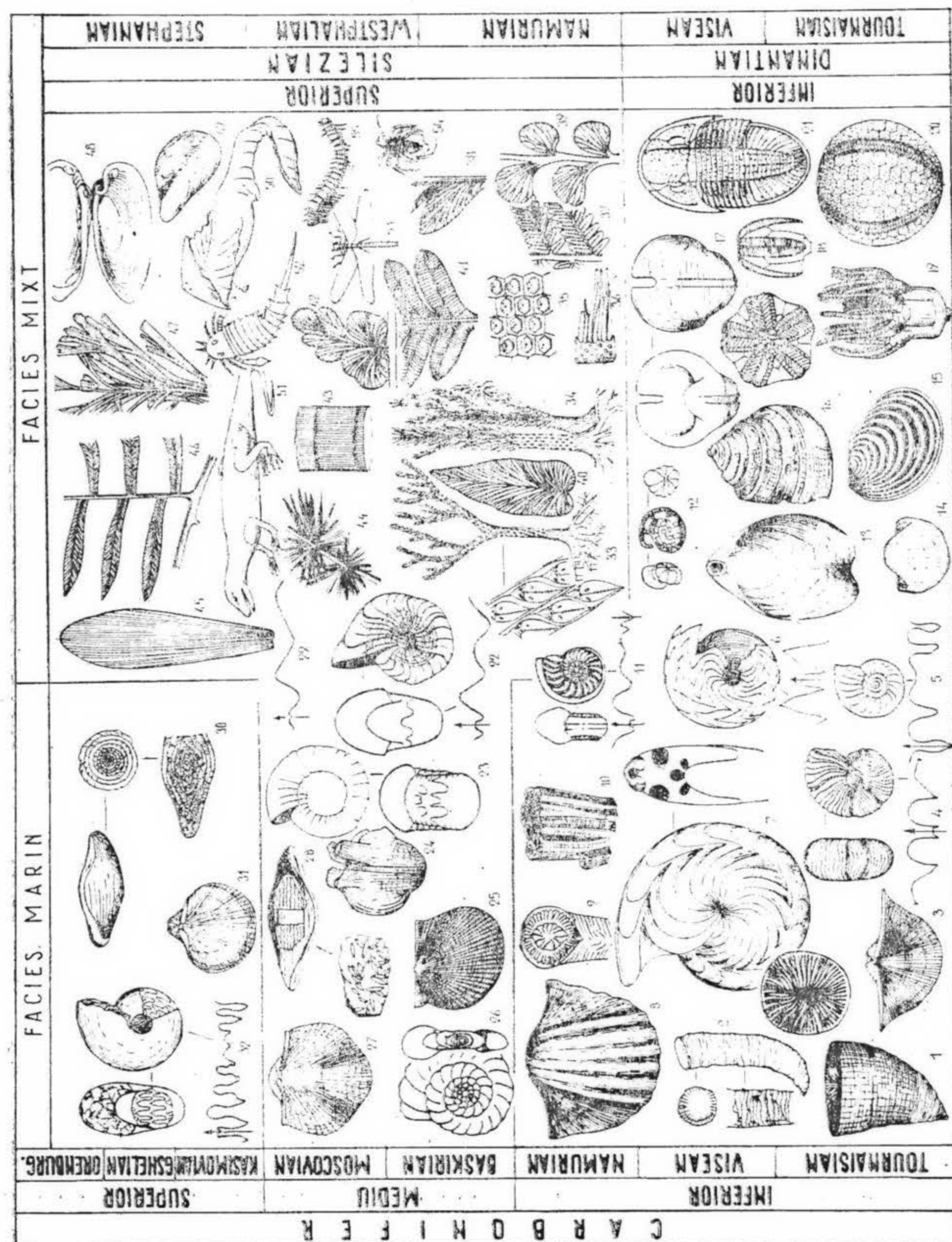
Fauna marină. Sînt puține apariții. Continuă regresul unor grupe de viețuitoare (stromatoporidae, tetracorali, tabulați, nautiloidee, trilobiți, gigantostracee, unii pești de tip vechi etc.). Altele dispar (edrioasteroide etc.) Cu importanță stratigrafică sînt amonoideele cu linia lobară goniatitică (*Imitoceras*, *Gattendorfia*, *Periclylus*, *Eumorphoceras*, *Reticuloceras*, *Anthracoceras*) sau cu un început de divizare a lobilor (*Schistoceras*), brahiopodele Spiriferide (*Spirifer*, *Choristites*, *Munella*) și Productide (*Dictyoclostus*, *Linoproductus*, *Gigantoproductus*), asociate cu Terebratulacee, Orthacee, Strophomenacee etc, inclusiv foraminiferele Endothyride (C_1) și Fusulinide (*Fusulina* – C_2 , *Triticites* – C_3), cele din urmă fiind răspindite din America de Nord, Africa și Europa, pînă în SE Asiei. Cu rol litogenetic sînt Fusulinidele, tetracorali (*Zaphrentoides*, *Lithostrotion*, *Dibunophylum*), tabulați (*Michelinia*, *Chaetetes*), stromatoporidae, brizoarele (*Fenestellide*) și radiolari (roci silicioase-lidiene). Celelalte grupe de viețuitoare marine sînt prezente, fiecare cu genuri și specii noi.

Delimitare și subdiviziuni. În Europa Carboniferul se prezintă sub două faciesuri: a) marin – în E și S (stratotipurile etajelor în Ardeni, Platforma rusă și Ural) și b) mixt – în centrul și vestul continentului: C_1 marin, restul în facies limnic sau cu recurențe marine din ce în ce mai puține spre partea superioară (stratotipurile în masivele Ardeni, Renan și Central francez). Corelarea între epocile și etajele Carboniferului marin și mixt se face pe baza amonoideelor și a plantelor (tabelul VI. 7).

Carboniferul în Europa. În C_1 sînt aceleași bazine marine ca în D_3 cu deosebirea că apele înaintază pe Continentul Nord-Atlantic (Ins. Britanice). La sfârșitul C_1 și C_2 se manifestă fenomene de cutare și exondare în domeniile varisce, nord-tethysiene și în geosinclinalul uralian-Donet. Acestea influențează sedimentarea și dezvoltarea florei și faunei.

Carboniferul în facies marin se cunoaște în estul Europei (Novaia Zemlea, Ural, Bazinul Donetului, Platforma rusă, Timan) și în regiunea tethysiană (Alpii Dinarici, Baleare, E Alpilor occidentali, Alpii Carnici, Bükk, M-ții Metaliferi ai Slovaciei) (pl. XIII).

În geosinclinalul uralian (C_{1-2} calcaros în V și detritic, asociat cu roci efuzive în E) la sfârșitul C_2 sînt cutate, injectate cu mase granitice și exondate formațiunile din E.



Între acest val de cute și Platforma rusă se formează avânfosa preuraliană (molase detritice în E și calcaroase în V). În Bazinul Donețului predomină calcarele pină în Viseanul superior, apoi depozitele flișoide argilo-nisipoase cu strate rare de calcare și cu intercalații numeroase de cărbuni (hulă și antracit) cu o deosebită valoare economică. Materialul vegetal a fost transportat din regiunea blocului ucrainean exondat (cărbuni alohtoni). Fauna marină permite corelări cu Platforma rusă și Ural, S și V Europei, iar flora continentală — cu centrul și vestul Europei. Grosimea depozitelor atinge 13 000 m (subsidență activă). Pe Platforma rusă sint depozite marine epicontinentale predominant calcaroase, cu intercalații continentale sau lagunare în V și NV (mișcări epirogenice). Prezintă importanță economică petrolul și gazele naturale (Volga—Ural și Timan—Peciora), asfaltul (Timan—Peciora) și cărbunii (lignit în sinecliza Moscovei) localizate în formațiunile carbonifere.

În regiunea tethysiană, în zona centrală C_1 este argilo-calcaros, iar C_{2-3} calcaros (Alpii Dinarici) sau C_1 în facies de Culm (fliș) și C_{2-3} argilo-marnos (Baleare). În zona nordică (Alpii Carnici, Bükk, M-ții Metaliferi ai Slovaciei) se resimt mișcări orogenice. Se admite că partea inferioară a șisturilor lucioase (Schistes lustrés) din Alpii occidentali este de vîrstă carboniferă.

Carboniferul în facies mixt apare în regiunile centrale și de vest ale Europei, unde s-au manifestat mișcări orogenice puternice. La sfîrșitul C_1 începe ridicarea părții centrale a lanțului muntos varisc (Mesetea Iberică, masivele Armorican, Centrul francez, Vosgi, Pădurea Neagră, bazinul Saar, masivul Boem cu Bazinul Intrasedimentar, M-ții Măcinului) și a zonei nordice a domeniului tethysian (Catalonia, Pirinei, Maures — Esterel, Corsica, Elba, provincia Toscana—Italia, Alpii occidentali — V, Alpii orientali — N de Alpii Carnici, Carpați, Platforma moesică, Balcani, Caucaz — S). În general, în aceste regiuni Dinanțianul marin (Culm) suportă discordant Silezianul continental-lacustru (detritic,

PLANȘA XII. Fauna și flora în Carbonifer

Lycopside (33—36), Sphenopside (43, 44), Filicopside (39), Pteridospermopside (37, 38, 40—42), Cordaitopside (45), Cycadopsida (46), Ginkgopsida (47), Foraminiferida (12, 26, 28, 30), Tetracorallia (Rugosa) (1, 2, 9, 10), Brachiopoda (3, 8, 13, 14, 27, 31), Lamellibranchiata (15, 25, 48, 49), Gastropoda (16, 17, 24), Cephalopoda Ammonoidea (4—7, 11, 22, 23, 29, 32), Trilobita (21), Arachnida (54), Gigantostroma (52), Miriapoda (55), Insecta (53), Blastoida (18), Crinoidea (19), Echinoidea (20), Amphibia (50), Reptilia Therapsida (51).

Facies marin

Carbonifer inferior: 1 — *Zaphrentoides cornicula* Lesueur; 2 — *Caninia cornucopiae* Michelin; 3 — *Spirifer tornacensis* de Kon; 4 — *Pericyclus princeps* de Koninck; 5 — *Gattendorfia subinvoluta* (Munster); 6 — *Goniatites crenistria* Phill.; 7 — *Imitoceras rotatorium* de Kon; 8 — *Gigantoproductus giganteus* Mart.; 9 — *Dibunophyllum vaughani* Salée; 10 — *Lithostrotion basaltiforme* Phill.; 11 — *Eumorphoceras* sp.; 12 — *Endothyra* sp.; 13 — *Dielasma hastata* Sow.; 14 — *Linoproductus cora* d'Orb.; 15 — *Posidonia becheri* Bronn.; 16 — *Baylea yvanti* Lévy; 17 — *Bellerophon bicarenus* Lévy; 18 — *Pentremites godoni* DeFr.; 19 — *Platycrinus trigintidactylus* Austin;

20 — *Palaeochinus elegans* M'Coy; 21 — *Phillipsia gemmulifera* Phillips;
Carbonifer mediu: 22 — *Reticuloceras reticulatum* Phillips; 23 — *Gastrioceras listeri* (Mart.); 24 — *Knightites multicornutus* R.C. Moore; 25 — *Pterinopecten papyraceus* Sow.; 26 — *Millerella* sp.; 27 — *Choristites mosquensis* Fisch.; 28 — *Fusulina cylindrica* Fisch.; 29 — *Anthracoeras aegiranum* Schmidt.

Carbonifer superior 30 — *Triticites* sp.; 31 — *Munella supramosquensis* Nikitin; 32 — *Schistoceras* sp.

Facies mixt

33 — *Lepidodendron* sp.; 34 — *Sigillaria* sp.; 35 — *Sigillaria tessellata* Brongn.; 36 — *Stigmara ficoides* Brongn.; 37 — *Pecopteris polymorpha* Brongn.; 38 — *Odontopteris reichiana* Gutbier; 39 — *Rhacopteris circularis* Walton; 40 — *Neuropteris cordata* Lindley et Hutton; 41 — *Alethopteris serli* Brongn.; 42 — *Sphenopteris striata* Gothan; 43 — *Calamites* sp.; 44 — *Annularia stellata* Schloth.; 45 — *Cordaites lindulatus* Grand'Eury; 46 — *Taeniopteris jejuna* Grand'Eury; 47 — *Ginkgoophyllum grasseti*; 48 — *Anthracosia lotneri* Ludw.; 49 — *Naiadites modiolaris* Sow.; 50 — *Diplocaulis* sp.; 51 — *Petrolacosaurus kansensis* Lam.; 52 — *Lepidoderma mansfieldi* Meek et Worthen; 53 — *Meganeura* sp.; 54 — *Protolycosa anthracophila* F. Roem.; 55 — *Euphoberia armigera* Meek et Worthen.

Facies mixt : centrul și vestul Europei

ROTLIEGENDES (facies continental)		Callipteris conferta	
SILEZIAN = CARBONIFER superior	STEPHANIAN	Goniatiți etc.	Plante, vertebrate etc. <i>Coniferopsida</i> <i>Ginkgopsida</i> <i>Cycadopsida</i> <i>Cordaitopsida</i>
	WESTPHALIAN	<i>Anthracoceras aegiranum</i>	~~~~~Faza asturică <i>Odontopteris</i> <i>Sphenopteris</i> <i>Neuropteris</i> <i>Alethopteris</i> <i>Pecopteris</i> <i>Annularia</i> <i>Calamites</i> <i>Asterocalamites</i> <i>Stigmara, Lepidodendron</i> <i>Sigillaria</i>
		<i>Gastrioceras listeri</i>	
	NAMUR IAN	<i>Reticuloceras reticulatum</i> <i>Eumorphoceras bisulcatum</i>	
DINANTIAN = CARBONIFER inferior	VISEAN		~~~~~Faza sudetă <i>Asterocalamites</i> <i>Archaeosigillaria</i> <i>Lepidodendron</i> <i>Rhacopteris</i>
	TOURNAISIAN	Aceeși faună ca și în estul și sudul Europei <i>Gattendorfia</i>	
	FAMENNIAN	<i>Clymenii</i>	~~~~~Faza bretonă

Insecta, Lamellibranchiata, Amphibia, Reptilia

cu cărbuni limnici — huiă și antracit), acumulat în bazine intramontane subsidente alungite în sensul catenei în curs de ridicare (depresiuni mărginite de falii). Pe teritoriul României C_1 (Culm) este nemetamorfozat în M-ții Măcinului (Strate de Carapelit) și în Carpații meridionali (domeniul danubian) și metamorfozat (sisturi epimetamorfice cu microfloră) în restul regiunilor carpatice. În sinclinoriile din Banat (domeniile getic și danubian) Stephanianul grezos -argilos, cu strate de huiă, se dispune direct peste cristalin. În Platforma moesică (foraje) sint depozite calcaroase în C_1 și apoi paralice cu cărbuni (Namurian superior — Westphalian inferior); Stephanianul lipsește (exondare). Între catena muntoasă variscă în curs de ridicare și platformele caledoniană și proterozoică din nord se formează avanfosa variscă. În S Irlandei, Cornwall, N Renan — Baz. Ruhr Harz, Thuringia, Fichtelgebirge, Silezia de Sus și Lysa Gora, Dinanțianul este în facies de Culm, iar în Ardeni, inclusiv pe platformele din nord (Țara Galilor — Scoția, depresiunea Lvov — Volhinia) predomină calcarele. În Namurian și Westphalian sint molase detritice cu cărbuni paralici (huiă sau antracit în avanfosă și pe platforme). Depozitele din avanfosă sint cutate la sfârșitul Westphalianului, noul val de cute realizând unirea dintre lanțul muntos din sud și soclul precambrian și caledonian din nord. Bazinele de pe platformă se colmatează. Pretutindeni lipsește Stephanianul.

Carboniferul în celelalte continente. La începutul perioadei se mențin aceleași domenii de sedimentare ca în Devonian. În unele geosinclinale se manifestă fenomene de cutare și exondare (pl. XIII).

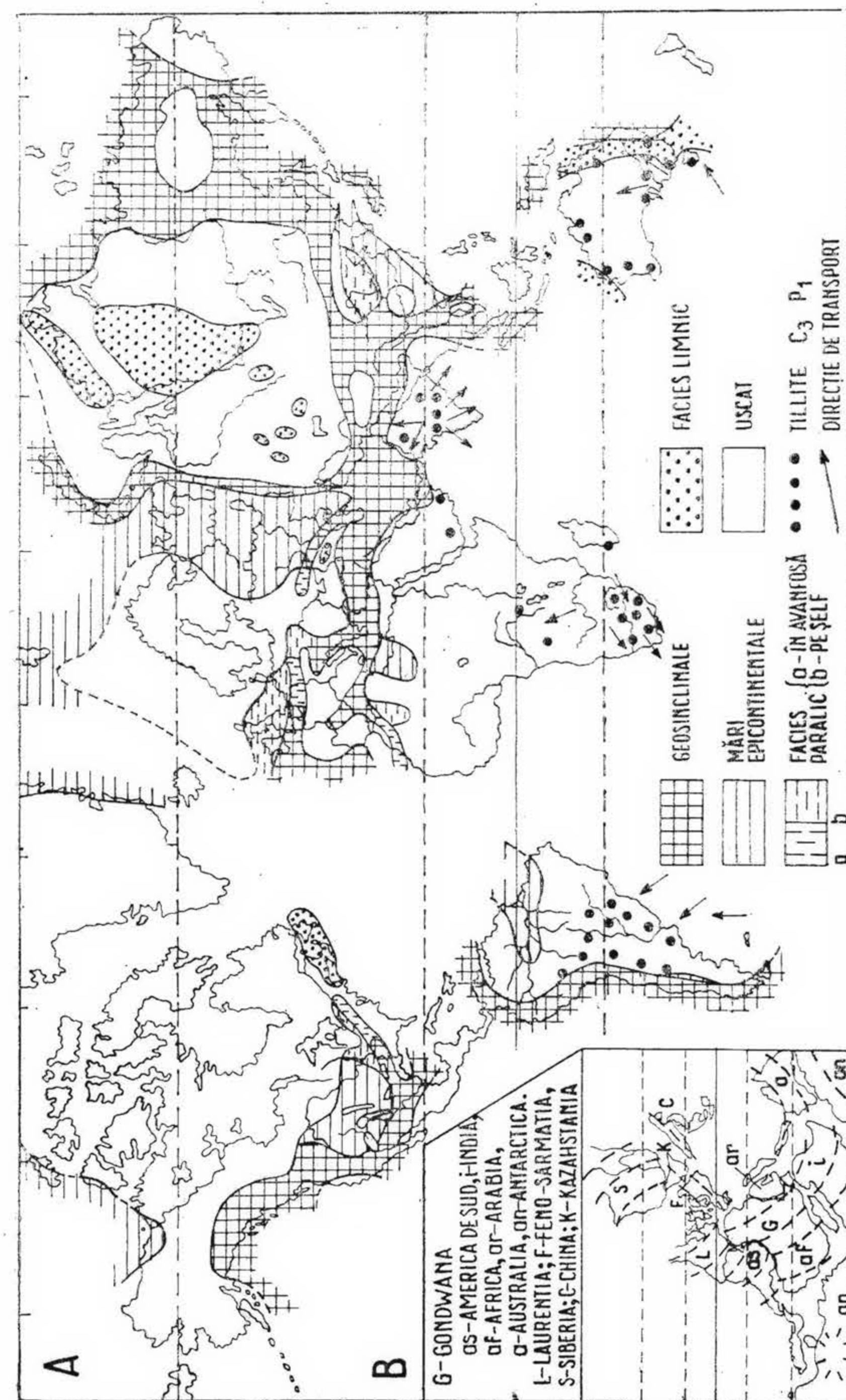
În *Asia* se consolidează geosinclinalul uralian (fundamentul Platformei vest-siberiene), valurile de cute înaintind de la E spre V (fazele sudetă și asturică) și geosinclinalul altaic, valurile de creste propagându-se de la N spre S (faza sudetă). În bazinele intramontane care se formează în catena altaică (Karaganda, Kuznețk etc.) Silezianul, continental-lacustru, conține cărbuni. Se consolidează de asemenea N geos. mesogean (S Mării Negre, Caucazul Mic etc), geos. Taimir și, parțial, geos. Verhojansk. Marea se retrage spre avanfoasele preuraliană (Europa), sud Taimir, sud-altaică și spre geosinclinalele himalaian și Verhojansk-Chichibu. Bazinele marine epicontinentale ocupă întinderi reduse: N. Platformei siberiene (în C_1), E, S și SE Platformei sinice (în C_1 sau în C_{2-3}) și N Scutului Hindus (C_3 transgresiv). Primele două se colmatează (resturi de plante și cărbuni — ex. bazinul Tunguska, E ms. Ordoș etc.).

În *America de Nord* se consolidează geos. appalachian-Ouachita și SE geos. cordilieran (la sfârșitul C_1). Marea se retrage spre avanfoasele ce se formează între crestele emerse și Platforma canadiană (C. superior paralic cu huiă și antracit) și spre geosinclinalul cordilieran. În catena appalachiană în curs de ridicare iau naștere bazine intramontane (zăcămintele bogate de cărbuni). La sfârșitul Carboniferului sint cutate și exondate și depozitele din avanfoase (șariaje spre N în zona Ouachita). Pe Platforma canadiană sint depozite epicontinentale cu variații mari de facies și numeroase lacune. Marea, care înaintează din geosinclinalul cordilieran în C. super., acoperă cu intermitențe platforma și avanfosa appalachiană. Între depozitele marine ale C. super. sint intercalații numeroase de strate de cărbuni (oscilații pe verticală).

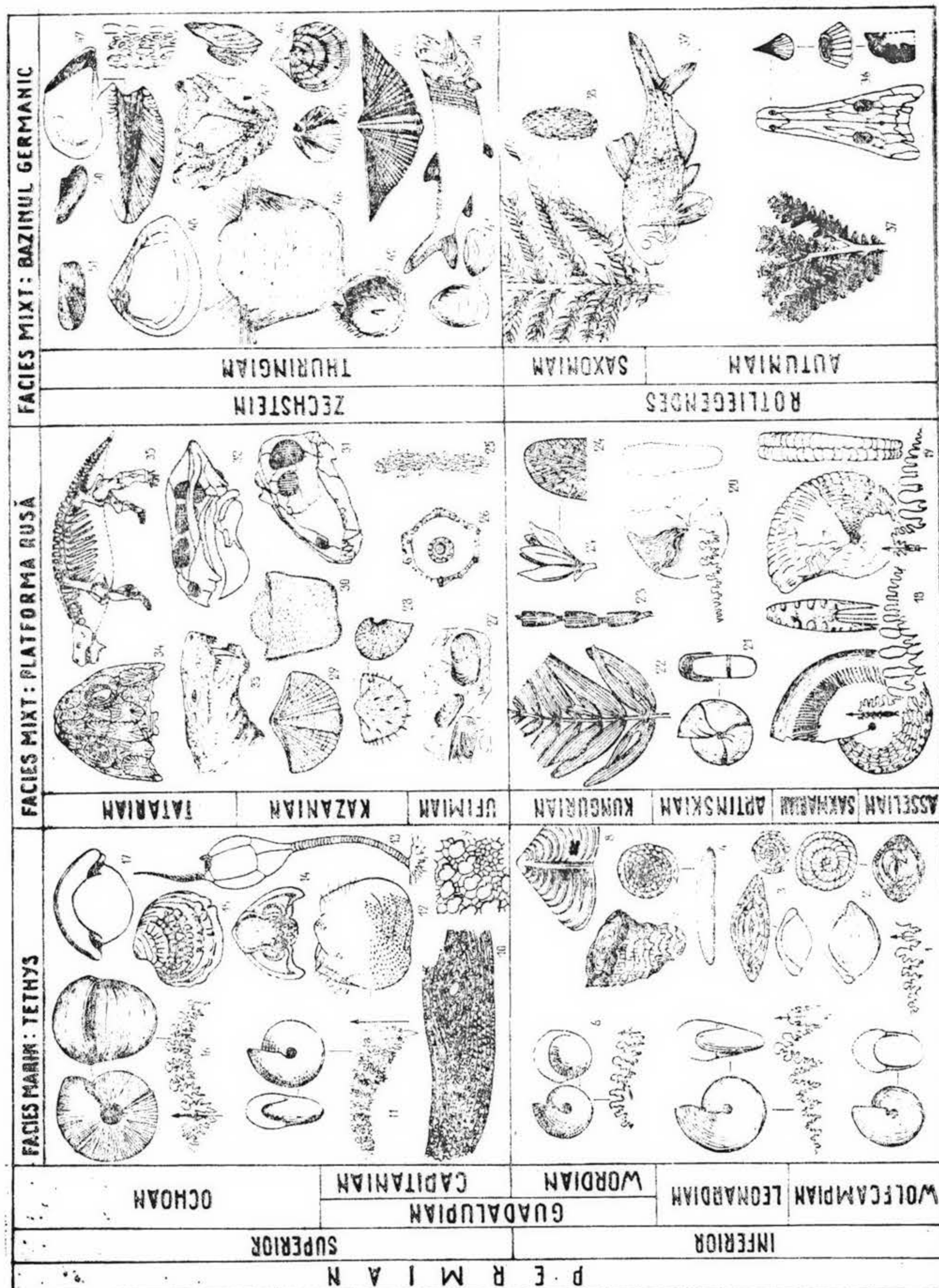
Din *bazinul arctic* un golf înaintează în nordul Continentului Nord-Atlantic (Moscovian fosilifer în Spitzberg, C. super. în E Groenlandei).

În *America de Sud* continuă sedimentarea în geosinclinalul andin și în marea epicontinentală ce acoperă depresiunea Amazonului.

În *Africa de Nord*, din geosinclinalul marocan — Atlasul Înalt marea transgredează peste Platforma sahariană pînă aproape de golful Guineei. În geosinclinalul marocan — Atlasul Înalt se manifestă fenomene de cutare și exondare la sfârșitul Namurianului inferior. Apele din geosinclinal și de pe platformă se retrag către fosa N — S din estul Mesetei



PLANȘA XIII. Paleogeografia lumii în Carboniferul superior. Poziția continentelor: A = actuală (după Nița Tătăram, 1974); B = în Carboniferul superior (după C. R. Scotese ș.a., 1979).



ultimele cu caractere mamaliene mai pronunțate, răspindire largă pe continentul Gondwana și valoare de fosile caracteristice. Apar în Permian: *Chelonia*, *Eosuchia*, *Mesosauria* (*Mesosaurus* — în fluvii și lagune în S. Africii și Brazilia). Se mai cunosc lamelibranhiate de apă dulce (*Anthracosia*), crustacee, miriapode, insecte, arahnide, gigantotrachee — ultimele, pești chondrostei (*Palaeoniscum*, *Amblypterus*, *Platysomus*) etc.

Fauna marină. Rol stratigrafic au goniatiti, rari (*Agathiceras*), care sînt înlocuiți cu ceratiți (*Properrinites*, *Perrinites*, *Waagenoceras*, *Cyclolobus*, *Medlicottia*, *Artinskia*), foraminiferele Fusulinoide (*Schwagerina*, *Polydiexodina*, *Sumatrana*) și unele brahiopode Productide (*Sowerbiina*, *Horridonia*) și Spiriferide (*Punctospirifer*, *Cyrtospirifer*), asociate cu specii noi de Strophomenide, Athyride, Dielasmatide. În mările tropicale sînt brahiopode adaptate la viața perirecifulă (*Lyttonia*, *Richthofenia*). Cu rol litogenetic sînt Fusulinoidele și briozoarele (*Archimedes*, *Fenestella*). Acestea din urmă participă la formarea recifelor din S. Platformei canadiene, S. mării Zechstein, E. Platformei ruse etc. Celelalte grupe de viețuitoare sînt variate, cu genuri și specii noi, însă fără valoare stratigrafică. La sfîrșitul Permianului dispar majoritatea grupelor specifice erei paleozoice (v. Era paleozoică, fauna). Cauza este, probabil, schimbarea climatului (uniform cald, cu anotimpuri umede ce alternează cu cele secetoase, în Triasic).

PLANȘA XIV. Fauna și flora în Permian

Sphenopsida (22, 23), Pteridospermopsida (24, 27), Coniferopsida (25, 38), Foraminiferida (2—4, 10), Bryozoa (9, 47), Brachiopoda (7, 8, 12, 28—30, 41—46), Lamelibranhiata (15, 27, 48—51), Gastropoda (17), Cephalopoda Ammonoidea (1, 5, 6, 11, 16, 18—21), Trilobita (14), Crinoidea (13), Echinoidea (26), Pisces Chondrostei (39, 40), Amphibia Temnospondyli (34, 36), Reptilia: Therapsida (31—33), Cotylosauria (35).

Facies marin: (Regiunea mesogeană)

Permian inferior: 1 — *Properrinites* sp.; 2 — *Pseudoschwagerina uddeni*; 3 — *Schwagerina nelsoni*; 4 — *Parafusulina wordensis*; 5 — *Perrinites* sp.; 6 — *Waagenoceras* sp.; 7 — *Richthofenia lawrenciana* de Kon; 8 — *Lyttonia (Leptodus) nobilis* Waag.

Permian superior: 9 — *Dybowskiella grandis* Waagen; 10 — *Polydiexodina afghanensis* Thompson; 11 — *Timorites* sp.; 12 — *Waagenoconcha* sp.; 13 — *Monobrachiocrinus* sp.; 14 — *Anisopyge* sp.; 15 — *Astarte* sp.; 16 — *Cyclolobus stachei* Gem.; 17 — *Ptychobellerophon* sp.

Facies mixt: (Platforma rusă)

Permian inferior 18 — *Medlicottia orbignyana* (Verneuil); 19 — *Artinskia artiensis* (Grünwaldt); 20 — *Popanoceras multistriatum* Gem.; 21 — *Propopanoceras simense* Ruzhencev; 22 — *Schizoneura gondwanensis* Feistmantel; 23 — *Phyllothea scyphulifera* Zalesky; 24 — *Gangamopteris cyclopteroides* Feistmantel.

Permian superior: 25 — *Ullmannia bronni* Goepfert; 26 — *Archaeocidaris* sp. (placă din zona interambulacrară); 27 — *Anthracosia carbonaria* Goldf.; 28 — *Cancrinella cancrini* Vern.; 29 — *Cyrtospirifer rugulatus* Kut.; 30 — *Strophalosia horrescens* Vern.; 31 — *Titanophoneus* sp.; 32 — *Dicynodon* sp.; 33 — *Inostrancevia alexandri* Amalitzki; 34 — *Dvinosaurus* sp.; 35 — *Pareiasaurus (Bradysaurus) karpinskyi* Amalitzki.

Facies mixt: (Bazinul germanic)

Permian inferior: 36 — *Archegosaurus decheni* H. v. Meyer; 37 — *Callipteris conferta* Brongn.; 38 — *Lebachia piniformis* Sternb.; 39 — *Amblypterus macropterus* Bronn.

Permian superior: 40 — *Palaeoniscum freieslebeni* Ag.; 41 — *Dielasma elongata* Schloth.; 42 — *Strophalosia goldfussi* Münst.; 43 — *Spirifer alatus* Schloth.; 44 — *Streptorhynchus pelargognatus* Schloth.; 45 — *Camarophoria schlotheimi* v. Buch.; 46 — *Horridonia horrida* Sow.; 47 — *Fenestella retiformis* Schloth.; 48 — *Schizodus obscurus* Sow.; 49 — *Liebea squamosa* (Sow.); 50 — *Bakevella ceratophaga* Schloth.; 51 — *Pleurophorus costatus* Brown.

Delimitare și subdiviziuni. Mișcările geotectonice determină modificări paleogeografice, reflectate în faciesurile diferite de pe teritoriul european: *marine* — în regiunea mesogeană, *mixte* — în estul Europei și în Bazinul germanic și *continentale* — în Europa centrală și de vest (tabelul VI. 8). În regiunea mesogeană profilele geologice sînt mai puțin complete; se utilizează scara stratigrafică din estul Europei. Secțiuni complete sînt în New Mexico și Texas. Pentru echivalarea etajelor se folosesc amonoideele, fusulinoidale, unele brahiopode și lamelibranhiate.

Permianul în Europa. În Permianul inferior paleogeografia Europei este identică aceleia din C_2-3 (pl. XV).

În sudul Europei secțiunile cele mai reprezentative sînt în Alpii Carnici. Permianul inferior este marin (calcaros, adeseori recifal), apoi continental (gresos-argilos roșu — exondare în Kungurian), iar Permianul superior este marin-lagunar (detritic cu intercalații de gipsuri și calcare bituminoase sau dolomitice). Aproximativ aceleași caractere prezintă P în M-ții Bükk și Alpii Dinarici. Depozite marine mai apar în Sicilia (P_1 — calcare zoogene), Pirinei (șisturi argiloase), Alpii occidentali (partea inferioară a șisturilor lucioase), Crimeia (blocuri de calcare zoogene insedimentate în formațiunile triasice și jurasice, prăbușite fiind din regiunile înalte) și în Caucaz (predominant detritic în N și calcaros zoogen în S).

În estul Europei, la începutul P se continuă sedimentarea marină în avanfosa preuraliană și pe Platf. rusă, marea est-europeană comunicînd cu bazinele arctic și mesogean. În Kungurian aceste legături se întrerup (cutări și exondări în avanfosă, exondări pe platformă). Bazinul se restrînge între sineclizele Peciora și V Moscovei, restul transformîndu-se în lagune în care precipită sărurile (anhidrit, gips, sare, săruri de K și Mg). În zonele mlăștinoase se dezvoltă vegetația (depozite cu cărbuni în regiunea Peciora — N avanfosei). În Kazanian bazinul susmenționat se extinde spre sud, iar în Tatarian dispare prin colmatare. În restul platformei, în avanfosă și în regiunea Doneț Permianul superior este în întregime continental-lacustru (depozite detritice cu plante, vertebrate terestre etc). Materialul detritic provine din catena uraliană în continuă ridicare.

În Bazinul germanic P este continental-lacustru în Rotliegendes (argilos, cu strate subțiri de cărbuni în Autunian; gresos-conglomeratic roșu în Saxonian) și marin-lagunar în Zechstein (Thuringian: conglomerate cu brahiopode — regim marin normal, apoi șisturi bituminoase impregnate cu sulfuri de Cu — regim euxinic, urmate de calcare dolomitice zoogene în centru și bioconstruite, cu briozoare, în S și V — mare cu salinitate normală și, în final, anhidrit, sare gemă, săruri de K și Mg, cu o deosebită valoare economică, intercalate între argile roșii și dolomite — regim lagunar). Depozitele s-au acumulat în zonele depresionare cu fundament varisc (Saar, Thuringia, Saxonia, Silezia), caledonian (Anglia centrală) și proterozoic (platforma germano-poloneză). În P super., marea a înaintat din Bazinul arctic prin regiunea de afundare axială a caledonidelor (Marea Nordului). Înlocuirea succesivă a faciesurilor se datorește oscilațiilor pe verticală (întreruperea și restabilirea legăturilor Bazinului germanic cu Bazinul arctic). În jurul unor domuri și diapire salifere sînt localizate zăcămintele de petrol (Hanovra).

Bazinul arctic, ce avea legături cu Mesogea prin marea est-europeană (Asselian-Artinskian) și care se continua cu M. Zechstein (P super.), acoperea E Groenlandei, Spitzberg și Novaia Zemlia (asociații de faună asemănătoare).

Depozite permiane continentale s-au acumulat pe teritoriul cuprins între Bazinul germanic, Mesogea și marea est-europeană: Anglia, bazinele intramontane din catenele varisce și nord-mesogene, Platforma moldovenească (foraje — Crasna-Birlad) etc. Sînt conglomerate, gresii și argile cenușii în Autunian (local cu cărbuni), roșii, asociate cu produse vulcanice în Saxonian și roșii-brune în Thuringian. Faciesul de Verrucano (P super. — T infer. — conglomerate cuarțoase violacee) apare în N Italiei (Toscana),

Alpii occidentali, Carpați etc. Pe Platforma moesică (foraje) în Thuringian sînt evaporite (gips și sare gemă în depresiunea Roșiori; anhidrite — la E de Slatina).

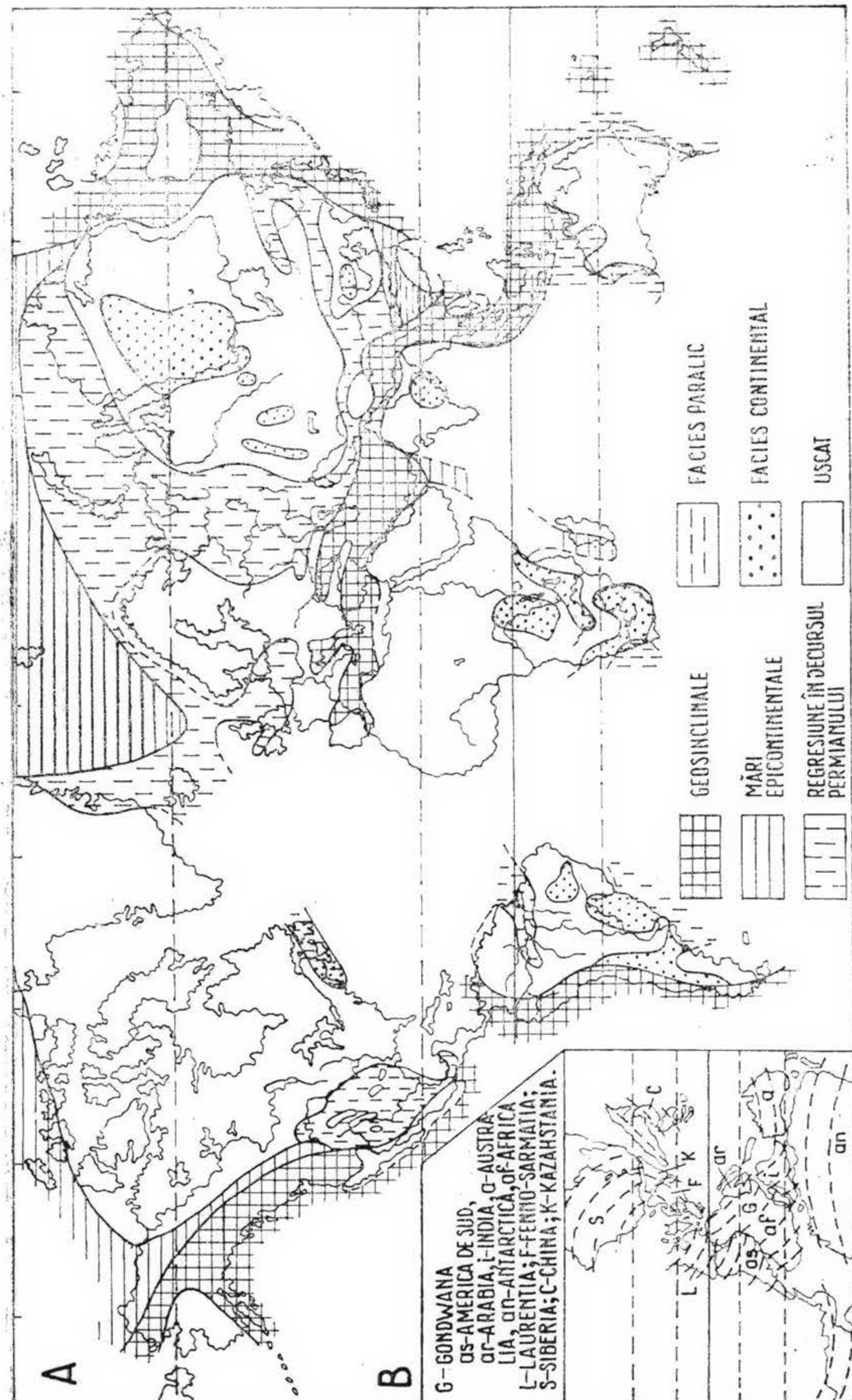
Permianul în celelalte continente. Faciesurile marine, continentale sau lagunare, au aproximativ aceeași repartiție ca și cele carbonifere (pl. XV).

În Asia, în regiunea geosinclinală himalaiană, în zona centrală, predomină calcarele, între care se intercalează spre marginea nordică gresii roșii, calcare bioconstruite, evaporite sau cărbuni paraliți, iar spre platforma hidusă — strate cu *Eurydesma* sau cu *Gangamopteris*. În avanfosele altaică (Himalaia — Oboțk) și Taimir S sînt molase marine sau lacustre cu cărbuni, cutate și exondate spre sfîrșitul perioadei, iar în geosinclinalul Verhojansk — flis, local cu lentile de calcare zoogene. Platformele siberiană, sinică, Tarim și zona cutată altaică sînt sediul unor acumulări continentale cu cărbuni exploatabili (Minusinsk, Kuznețk, Tunguska, Norilsk etc), asociate local cu roci efuzive.

În America de Nord geosinclinalul cordileran, cu depozite calcaroase în sud și detritice spre N și E (Munții Colorado erau exondați), asociate cu roci efuzive, se continua cu o mare epicontinentală ce acoperea V și SV Platformei canadiene. Aici sînt calcare cu intercalații detritice care se întrepătrund spre marginea bazinului cu calcare bioconstruite (briozoare etc) ce trec lateral la depozite lagunare și continentale cu stegocefali, reptile primitive etc. Ridicarea treptată a platformei transformă întregul bazin epicontinental în lagune (anhidrit, sare gemă, lentile de săruri de K — cel mai mare zăcămint din lume). Spre golful Mexic evaporitele formează domuri înconjurate de o aureolă de petrol. În bazinele intramontane din Appalachii P_1 este continental, cu lentile de cărbuni în N. În P super. au loc ridicarea în masă a acestui lanț muntos și ultimele compresiuni în depresiunea Ouachita. În Noua Scoție sînt depozite asemănătoare celor din Anglia (gresii roșii urmate de calcare dolomitice cu *Schizodus* (marginea V a mării Zechstein).

Gondwana este încadrată de aceleași bazine marine ca și în Carbonifer — geosinclinalul andin și golful amazonian (America de Sud), Mesogea (N Africii — Tunisia, N Platformei hinduse, V și NV Australiei) și geosinclinalul tasmanian (în E regiunii cutate în Carbonifer). Din regiunea geosinclinală himalaiană pătrunde un golf între soclul arab-african în V și Madagascar în E. Pretutindeni sînt depozite marine detritice; numai în Tunisia sînt intercalații de calcare zoogene. În restul continentului formațiunile permiane au caracter glaciatic (v. Carbonifer), apoi fluvio-lacustru, cu intercalații de cărbuni, resturi de plante (*Glossopteris*, *Gangamopteris*) și numeroase reptile (3 zone paleontologice) (climat temperat umed), răspîndite aproximativ în aceleași regiuni depresionare formate în Carboniferul superior.

Concluzii asupra paleogeografiei în Paleozoicul superior. În Paleozoicul superior reîncep fenomenele de compresiune, geosinclinalele restrîngîndu-se progresiv prin apropierea blocurilor. Aceste fenomene sînt mai slabe în Devonian (discordanțe unghiulare între formațiuni, riduri în geosinclinalele ardeno-polonez, uralian etc. în D_3) și se intensifică începînd de la sfîrșitul C_1 pînă la sfîrșitul Paleozoicului. Se formează lanțuri muntoase care se situează la exteriorul caledonidelor: munții Colorado, Oklahoma, Appalachii (America de Nord), catenele ce constituie meseta marocană și Anti-Atlasul (NV Africii), catenele variscă (hercinică) și Doneț-Ural (Europa), catenele din nordul Platformei siberiene, Kazahstan, Altai, Tian Shan, Nan Shan, Kun Lun (Asia), munții din E Australiei, catena Kapului (S Africii) etc. În același timp sînt cutate și exondate formațiunile din nordul regiunii geosinclinale mesogene europene și asiatice (zona V, N și central alpină, carpată, balcanică, caucaziană și nord-himalaiană). Însă, aceste regiuni se vor afunda la începutul Mezozoicului, fiind reluate ulterior în cutările alpine. Se consolidează, parțial, și geosinclinalul Verhojansk. Orogeneza variscă (appalachiană, altaică) are cîteva faze mai



PLANȘA XV. Paleogeografia lumii în Permian. Poziția continentelor:
A — actuală (după Nița Tătăran, 1974); B — în Permian (după C. R. Scotese ș.a., 1979).

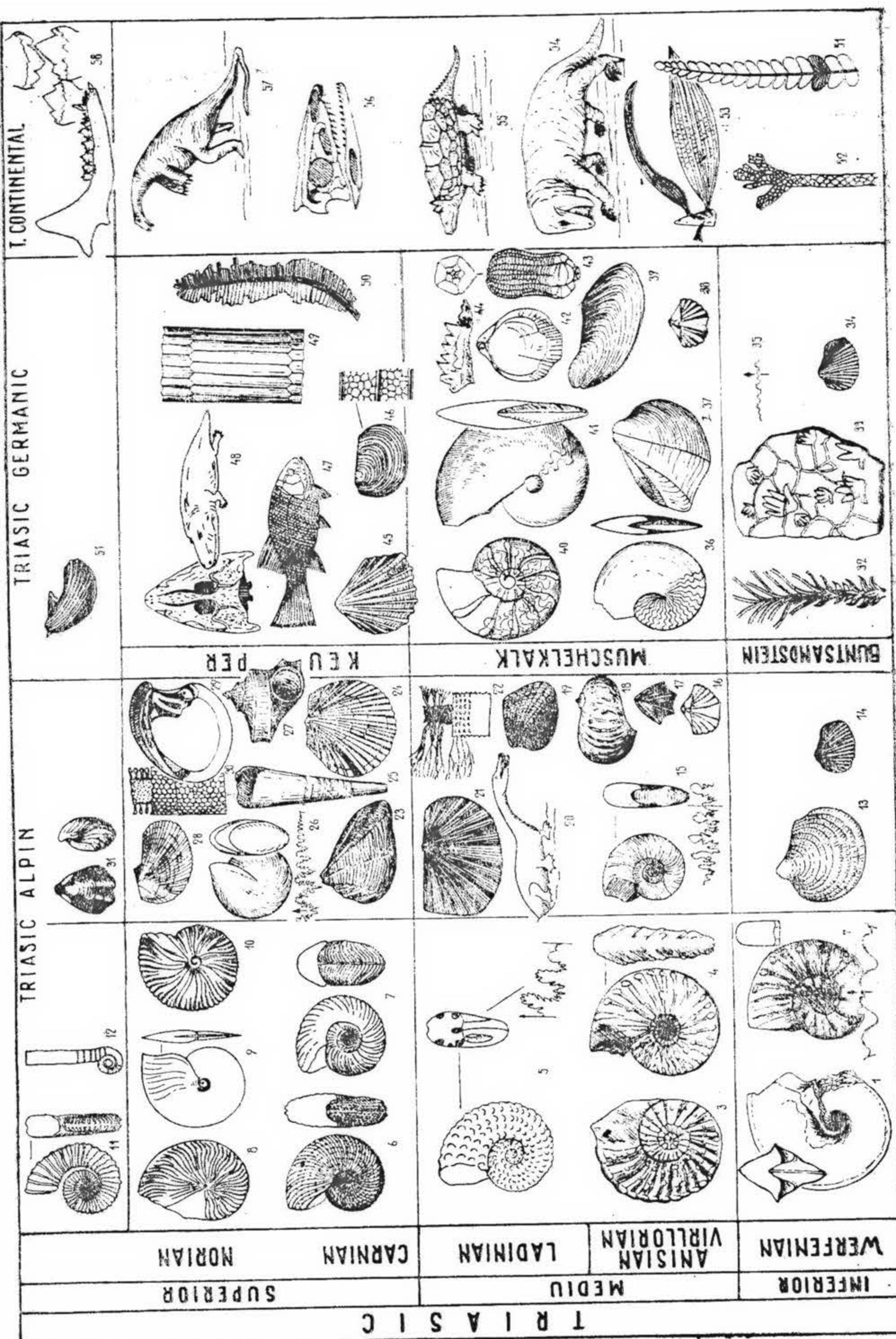
principale: bretonă — D/C, sudetă — Dinanțian/Silezian, asturică — Westphalian/Stephanian, saalică — Autunian/Saxonian, pfalzigă (palatină) P/T sau în T_1 . Mișcările orogenice au fost însoțite de metamorfism regional în unele sectoare și de fenomene magmatice, de acestea din urmă fiind legate importante procese de metalogeneză. Local, s-au produs șariaje (spre N — în regiunile Oklahoma, ardeno-renană etc.). Rezultatul final este mărirea considerabilă a suprafeței continentale. Prin consolidarea geosinclinalelor uralian și altaic se unesc continentele Nord-Atlantic, Siberian și Sinic. Se formează un continent vast — Laurasia, mărginit la V de geosinclinalul cordileran și la E de geosinclinalul Verhojansk-Chichibu. După unii cercetători Laurasia era unită cu Gondwana în regiunea NV a Africii, Mesogea deschizându-se de aici din ce în ce mai larg spre Est. Există, însă, și ipoteza că Laurasia era separată complet de Gondwana prin Mesogea (pl. XVII B). Domenii geosinclinale la sfârșitul Paleozoicului rămân regiunile circumpacifice și mesogeană. În Permian începe fragmentarea Gondwanei (golful Mozambic).

În ceea ce privește întinderea mărilor epicontinentale, care acopereau soclurile continentale în Paleozoicul superior, aceasta a variat în timp din cauza mișcărilor tectonice. Fauna marină, bogată și variată, arată condiții favorabile dezvoltării viețuitoarelor. Prezența unor asociații diferențiate pe provincii, începând din Devonian, indică apariția unor obstacole în calea migrării faunei (catene etc.), dar și modificări climatice. Concomitent cu mărirea suprafețelor continentale viața vegetală și animală continentală se dezvoltă din ce în ce mai mult.

Repartiția florei și faunei continentale, coroborată cu aceea a faunei marine, dovedește diferențierea din ce în ce mai accentuată a unor zone climatice. În Carboniferul superior și Permian era o zonă tropicală situată mai la nord decât în timpurile actuale (zăcămintele de cărbuni în C, evaporite în P), încadrată la N și S de zone cu climat mai rece: în N — umed și temperat, în S — rece, cu instalarea glaciației în C super. — P infer. (Polul Sud era în nordul Antarctidei), apoi umed și temperat. Modificările climatice sînt legate de cauze cosmice și paleogeografice.

3.2. ERA MEZOZOICĂ (—240—67 MA)

Cu o durată medie de aproape jumătate din cea a Paleozoicului, era Mezozoică se divide în trei sisteme: Triasic, Juristic, Cretacic. Paleogeografic, la începutul Triasicului au existat două mari mase continentale — Eurasia și America de N — unite temporar și separate prin Tethys de Gondwana. Dezmembrarea treptată a Gondwanei, provocată de expansiunea crustei oceanice, are ca rezultat deschiderea oceanelor Indian și Atlantic. Distensiunea Mezogeei, amorțată în Triasic, accentuată în Juristic, este urmată de o fază compresivă în Cretacic; astfel începe închiderea Tethysului și formarea lanțurilor alpine. Pe continentul Europei au loc transgresiuni repetate dinspre Tethys sau dinspre marea boreală. Climatul mai cald și mai uniform decât în Paleozoic favorizează evoluția vieții: ceratiții se dezvoltă și se diversifică în Triasic, amoniții în Juristic și Cretacic. Împreună cu ei, belemniiții, hexacorali și reptilele acvatice constituie caracteristica faciesurilor alpine mezozoice. Pe continente, flora, dominată de gimnosperme în Triasic și Juristic, se completează cu angiosperme în Cretacic. Amfibienii de tip nou înlocuiesc stegocefalii care dispar la sfârșitul Triasicului; reptilele ating talii mari și prezintă adaptări pentru toate mediile. În Neotriasic apar mamiferele, iar în Neojuristic apar păsările.



3.2.1. PERIOADA TRIASICĂ (–240–200 MA)

Denumirea a fost introdusă de von A l b e r t i (1834) pentru a desemna în Germania o suită de trei serii distincte litologice = Triasic germanic cu faies mixt (continental-marin-lagunar) opus Triasicului alpin (marin).

Caractere paleontologice. (pl. XVI). După dispariția grupelor tipice erei paleozoice au loc în triasic noi apariții, diferențieri, adaptări. *Flora și fauna continental-lagunară.* Regiunile exondate, larg dezvoltate, fiind situate în zona cu climat cald și arid, flora este mai săracă decât cea a Paleozoicului superior. Rol important au gimnospermele coniferaie (*Woltzia*), benetitale (*Pterophyllum*), ginkgoale și cycadele. Pteridospermele (*Dicroidium*) abundă în emisfera sudică, iar pteridofitele sînt în regres general.

PLANȘA XVI, Fauna și flora în Triasic

← Flora Chlorophyta: Chlorophyceae (22, 30); Pteridophyta: Sphenopsida (49); Gymnospermatophyta: Pteridospermatopsida (51), Cycadopsida (50), Coniferopsida (32, 52); Angiospermatophyta: Monocotyledonatae (53).

Fauna. Brachiopoda (16, 17, 31, 33, 42); Mollusca: Gastropoda (18, 27); Lamellibranchiata (13, 14, 19, 21, 23, 24, 28, 29, 34, 37, 39, 45, 51); Cephalopoda-Ceratitina (1–12, 15, 25, 35, 40, 41), Belemnoida (25); Arthropoda: Payloppoda (45); Crinoida (13); Conodontochorda (44); Amphibia (43); Reptilia (20, 33, 54–57); Mammalia (58).

Triasic alpin

Triasic inferior: 1 – *Odocoileus woodwardi* Griesbach; 2 – *Trochilites cassianus* Quenst.; 13 – *Claraia clarae* Emmr.; 14 – *Myophoria (Costatoria) costata* Zenk.

Triasic mediu: 3 – *Beneckeia buchi* v. Alb.; 4 – *Paraceratites trinodosus* Brug.; 5 – *Protrachyceras archelaus* Laube; 15 – *Monophyllites aonis* Mojs.; 16 – *Spiriferina fragilis* Schloth.; 17 – *Athyris (Tetractinella) trigonella* Schloth.; 18 – *Naticopsis meriani* Hörn.; 19 – *Cardita crenata* Münst.; 20 – *Nothosaurus* sp.; 21 – *Daonella lommeli* Wissm.; 22 – *Diplopora* sp.

Triasic superior: 6 – *Trachyceras aon* Münst.; 7 – *Tropites subbullatus* Hauer; 8 – *Cyrtopleuroceras bicrenatus* (Hauer); 9 – *Pinacoceras metternichi* (Hauer); 10 – *Juvavites ehrichi* (Hauer); 11 – *Choristoceras marshi* Hauer; 12 – *Rhabdoceras suessi* Hauer; 23 – *Myophoria kefersteini* Münst.; 24 – *Entomonotis ochotica* Teller; 25 – *Aulacoceras inclusens* Münst.; 26 – *Arcestes inclusatus* Mojsis.; 27 – *Worthenia solitaria* (Benecke); 28 – *Monotis salinaria* Schloth.; 29 – *Neomegalodon* sp.; 30 – *Gyroporella vesiculifera* Gumb.; 31 – *Rhetavicula contorta* Portl.

Triasic germanic

Buntsandstein: 32 – *Voltzia heterophylla* Brongn.; 33 – *Cheirotherium*; 34 – *Myophoria (Costatoria) costata* Zenk.; 35 – *Beneckeia tenuis* Seebach.

Muschelkalk: 36 – *Beneckeia buchi* v. Alb.; 37 – *Myophoria vulgaris* Schloth.; 38 – *Spiriferina fragilis* Schloth.; 39 – *Gervillia socialis* Schloth.; 40 – *Ceratites nodosus nodosus* de Haan; 41 – *Discoceratites semipartitus* Montf.; 42 – *Coenothyris vulgaris* Bosc.; 43 – *Encrinurus liliiformis* Lamarck; 44 – *Gondolella* sp.

Keuper: 45 – *Costatoria goldfussi* (v. Alberti); 46 – *Estheria minuta* Goldf.; 47 – *Semionotus bergeri* Ag.; 48 – *Mastodonsaurus giganteus* Jäg.; 49 – *Equisetites arenaceus* Brongn.; 50 – *Pterophyllum jaegeri* Brongn.

Flora și fauna continentală:

51 – *Dicroidium* sp.; 52 – *Pagiophyllum foeterlei* Stur; 53 – *Sanmiguelia lewisi* Brown; 54 – *Cynognathus* sp.; 55 – *Triassochelis* sp.; 56 – *Aestosaur* sp.; 57 – *Plateosaurus* sp.; 58 – *Morganucodon* sp.

Fosile caracteristice și

-200
Ma

DOMENIUL ALPIN (facies marin)			
Fosile caracteristice			
JURASIC INFER.	HETTAN- GIAN	<i>Psiloceras planorbis</i>	
TRIASIC	RHETIAN	<i>Choristoceras marschi</i> <i>Rhabdoceras suessi</i>	<i>Rhetavicula contorta</i>
	NORIAN	<i>Pinacoceras metternichi</i> <i>Cyrtopleuroceras biornatus</i> <i>Juvavites magnus</i>	<i>Entomonotis ochotica</i> <i>Worthenia solitaria</i> <i>Neomegalodon</i> <i>Monotis salinaria</i> <i>Arcestes</i> <i>Myophoria kefersteini</i>
	CARNIAN	<i>Tropites subbulatus</i> <i>Protrachyceras aonoides</i>	
	LADINIAN	<i>Protrachyceras archelaus</i>	<i>Daonella lomelli</i> <i>Cardita crenata</i> <i>Naticopsis meriani</i>
	ANISIAN	<i>Paraceratites trinodosus</i> <i>Balatonicites balatonicus</i>	<i>Tetractinella trigonella</i> <i>Menzelia menzeli</i> <i>Monophyllites</i> <i>Dadoecrinus gracilis</i>
	SCYTHIAN	<i>Tirolites cassianus</i> <i>Otoceras woodwardi</i>	<i>Costatoria costata</i> <i>Claraia clarai</i>

-240
MaPERMIAN SUP. OCHOAN *Cyclolobus**Palaeofusulina*

Fauna continentală este dominată de amfibieni stegocefali și reptile. Stegocefalii ating dimensiuni maxime (*Mastodonsaurus*); unele genuri sînt cosmopolite (*Capitosaurus*). Reptilele mamaliene (Therapside), larg răspindite, sînt importante pentru stratigrafia Triasicului continental (*Cynognathus*, *Listrosaurus*). Se mai cunosc Thecodonte, Chelonieni și Rhynchocephale. La sfîrșitul Triasicului dispar stegocefalii și terapsidele și apar mamiferele docodonte, triconodonte și simetrodonte.

Flora și fauna marină este foarte bogată și variată în regiunea mesogeană unde predomină faciesul marin. În floră, algele verzi (*Chlorophyceae*) au rol litogenetic, contribuind la formarea unor mase importante de calcare. Li se asociază corali din ord. *Scleractinia* apăruiți în Mezotriastic. Fauna de amonoidee are o dezvoltare exuberantă ((*Tirolites*, *Ceratites*, *Trachyceras* etc.). Importanța lor stratigrafică este esențială: stau la baza zonării și corelării formațiunilor triasice, în principal în domeniul tethysian (pl. XVI,

Tabelul VI.9

faciesurile Triasicului

DOMENIUL GERMANIC (facies mixt)		Floră și faună continentală
Fosile caracteristice		
HETTANGIAN	<i>Psiloceras planorbis</i>	
RHETIAN	<i>Rhetavicula contorta</i>	
KEUPER (continental-lagunar cu intercalații marine)	<i>Mastodonsaurus</i> <i>Pterophyllum jägeri</i> <i>Equiselites arenaceus</i> <i>Estheria minuta</i> <i>Coastatoria goldfussi</i>	Faza kimerică veche <i>Morganucodon</i> <i>Plateosaurus</i> <i>Triassochelis</i> <i>Aetosaurus</i> <i>Capitosaurus</i> <i>Cynognathus</i> <i>Saumiguelia</i> <i>Pagiophyllum</i> <i>Dicrodium</i>
MUSCHELKALK (marin-lagunar)	<i>Coenothyris vulgaris</i> <i>Discoceratites semipartitus</i> <i>Ceratites nodosus nodosus</i> <i>Encrinus liliiformis</i> <i>Gervilia socialis</i> <i>Spiriferina fragilis</i> <i>Pecten discites</i> <i>Beneckeia buchi</i> <i>Myophoria vulgaris</i>	
BUNTSANDSTEIN (continental cu interca- lații marine)	<i>Beneckeia tenuis</i> + <i>Costatoria costata</i> <i>Cheirotherium</i> <i>Woltzia heterophylla</i>	
		Faza pialzeică (palatină)

THURINGIAN

tabelul VI. 9). Lamelibranhiatele cuprind genuri cu importanță stratigrafică (*Myophoria*, *Daonella*) sau indicatoare de facies (*Neomegalodon*). Reprezentanții altor grupe care completează asociațiile pot avea, local, și importanță stratigrafică.

Delimitare și subdiviziuni. Triasicul reprezintă un ciclu bine individualizat, delimitat în multe regiuni printr-o transgresiune în bază și o regresiune la partea superioară. Limita paleontologică inferioară a fost discutată la Permian. Cea superioară este plasată după dispariția ultimilor ceratiți; cu apariția amonitului *Psiloceras planorbis* începe Jurassicul. În Europa Triasicul fiind dezvoltat în regiuni cu caractere diferite s-au constituit două scări stratigrafice (tabelul VI. 9).

Triasicul în Europa. Se disting trei regiuni principale: a) regiunea faciesului alpin (mesogean) în sudul Europei; b) regiunea cu facies mixt (domeniul Triasicului germanic)

înconjură la V și N prima zonă; c) regiunea cu facies continental situată la V, N și E de domeniul cu facies germanic.

Triasicul alpin (mesogean). Regiunea clasică se află în Alpii Orientali, segment delimitat de cursul superior al Rinului și lacurile Constanța și Como la V, continuat la E până la Viena. În Alpii Occidentali, situați la V de Rin, până la Nisa spre SV, faciesul alpin este prezent doar în partea internă (estică) (fig. VI,7B). În Alpii Orientali se remarcă trei sectoare: Alpii calcaroși de N, calcaroși de S și o zonă centrală care le separă pe primele două. Alpii calcaroși de N sînt constituiți dintr-o succesiune de pinze de cuvertură (Pinze austro-alpine); Triasicul este dezvoltat în pinzele superioare (Bavareză, Hallstatt, Dachstein) împinse de la S spre N peste pinzele austro-alpine medii și inferioare. În Alpii calcaroși de S. Triasicul este foarte dezvoltat dar are o tectonică mult mai simplă.

Caracteristica Triasicului alpin este largă variație a faciesurilor litologice determinată de condiții diferențiate în cuprinsul bazinului de sedimentare. În Eotriasic faciesurile sînt mai ales detritice (Str. de Verfen, Str. de Seis); în Mezo- și Neotriasic formațiunile au dominantă carbonatică: calcare marnoase sau noduloase cu cefalopode (calcare de Virgloria, de Hallstatt) sau cu Daonella (marne de Partnach) în zonele mai profunde; calcare și dolomite recifale cu alge și corali se acumulează în zonele de mică adîncime dar subsidente (c. de Dachstein, dolomitul principal etc.). Subordonat sînt și roci slab evaporitice (dolomite, anhidrite, gipsuri) sau bituminoase (c. de Guttstein, Str. de Reim).

Faciesurile descrise se întîlnesc în tot ansamblul alpin și italo-dinaric; prin Sardinia de V se trece la faciesul germanic din Alpii Occidentali unde rocile evaporitice triasice au avut un rol esențial în șariajul spre V al pinzelor helvetiche. Din Alpii Orientali faciesul mediteranean se urmărește în Ungaria (Mt. Bakony), Carpații Nordici, Orientali, Meridionali, Balcani, Crimeea, Caucaz.

În România Triasicul a fost pus în evidență în aflorimente și foraje atît în unitățile carpatice cit și în cele de vorland. În Carpați și Dobrogea de N are facies alpin, în cele de platformă este dezvoltat în facies mixt. În Carpații Orientali, în lungul marginii estice a zonei cristalino-mezozoice se cunoaște un Triasic autohton neritic (suita bucovinică) și un Triasic alohton pelagic, calcaros, marnos cu cefalopode (suita transilvană). Tot cu facies alpin apare în Persani și în împrejurimile Brașovului (Timpa), la Codlea, Vulcan, și Cristian. În Carpați Meridionali ocupă suprafețe restrinse: la Sasca montană, în Banat, este calcaros cu Ceratiți (T_1-T_2). În sectorul nordic al Munților Apuseni Triasicul are o răspîndire mult mai largă: ocupă vestul autohtonului de Bihor și este prezent în toate unitățile din sistemul pinzelor de Codru cu faciesuri carbonatice alpine. În Dobrogea aflurează între valea Taiței și Dunăre (zona Tulcea), iar în Delta Dunării este cunoscut în foraje; succesiunile sînt complete, cu litologie variată, foarte fosilifere (ceratiți) lamelibranhiate etc.). Faciesul flișoid din partea superioară dovedește manifestarea fazei kimmerice vechi, prelungită în Liasic.

Triasicul în facies mixt (germanic). În Europa centrală, pe zonele de afundare ale lanțului hercinic, apar bazine epicontinentale (germanic, anglo-parisian, polonez etc.). Succesiunea clasică a Triasicului mixt este în Bazinul germanic unde cuprinde: Bunt-sandstein (T_1) continental (conglomerate și gresii roșii-vărgate cu plante și vertebrate); Muschelkalk (T_2) calcare marine, cochilifere asociate cu evaporite; Keuper (T_3) argile cu cărbuni, calcare cu lamelibranhiate, marne irizate cu gips și sare gemă, gresii cu plante și vertebrate (tabelul VI.9). Cu facies similar Triasicul apare la E (Polonia), la V (Lorena, Provence, Alpii Occidentali — zona externă — și spre SV (Spania de E). Triasicul germanic este separat de cel alpin prin pragul vindelic, zonă emersă sau de haut-fond, întinsă din Masivul boem pînă la Corsica-Sardinia; comunicarea cu marea alpină se făcea pe la NE (Silezia) și SV (Baleare) unde se constată amestec de faune alpine și germanice.

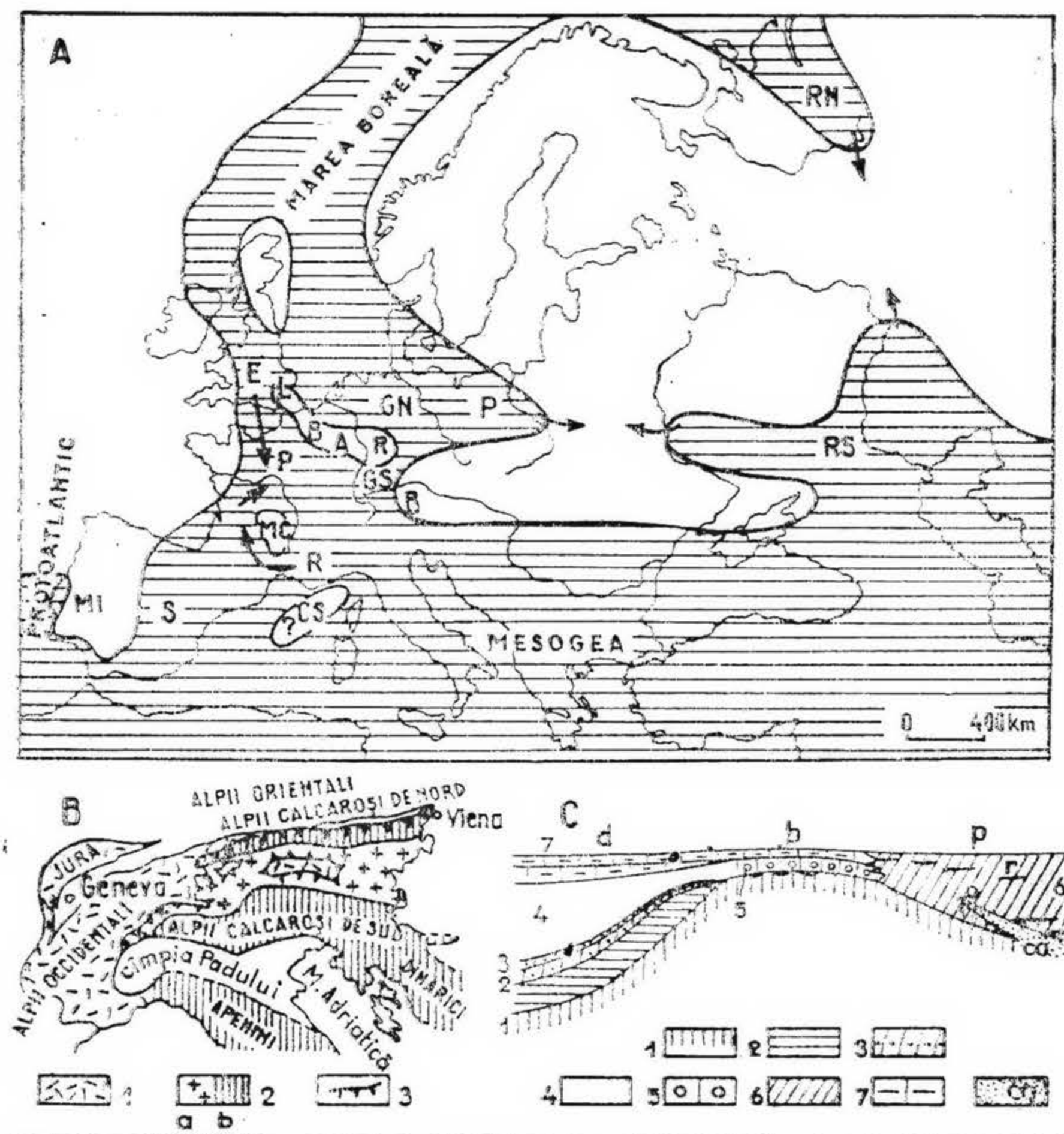


Fig. VI.7. A. Europa în Mezojuristic (după Ch. Pomerol):

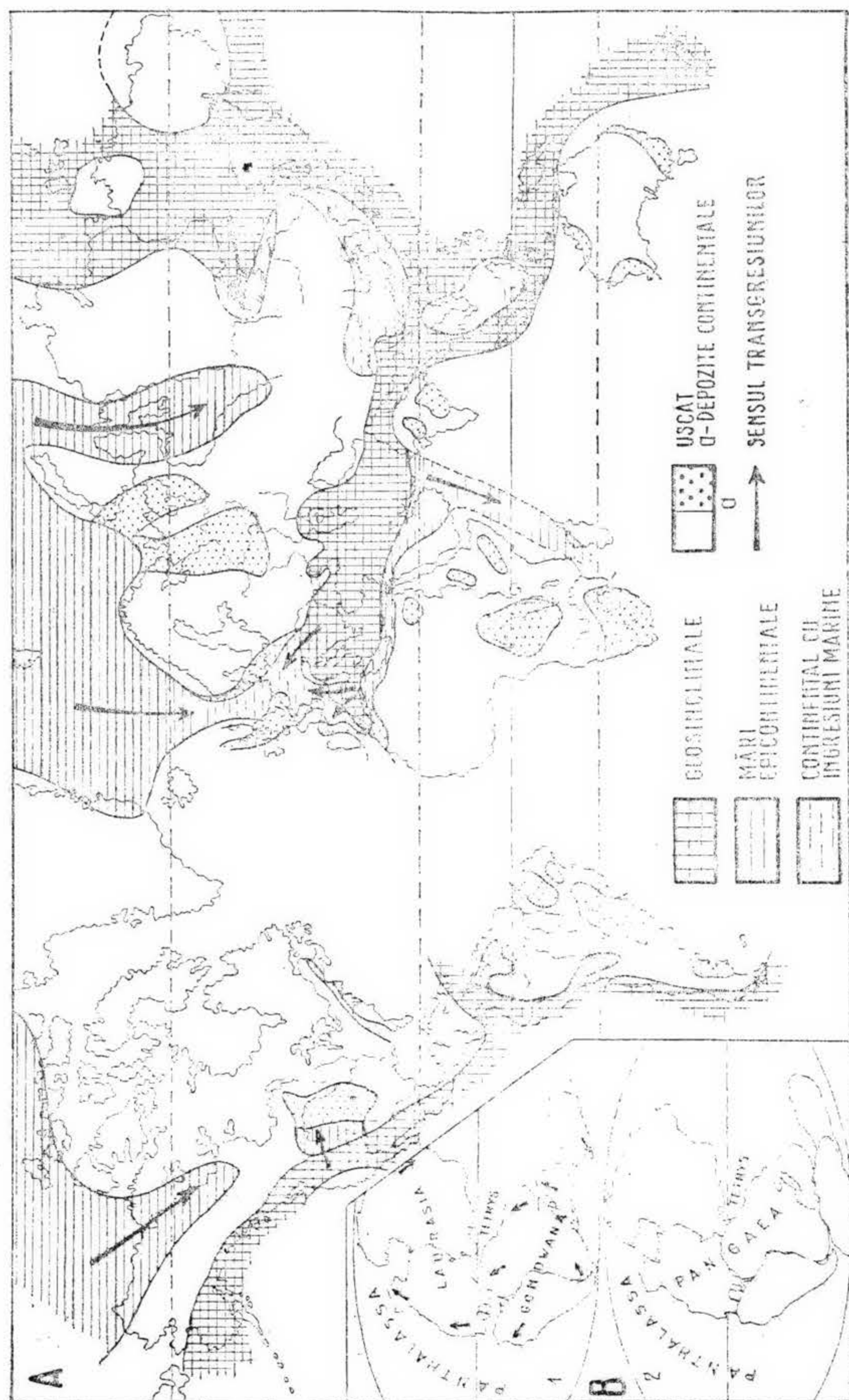
LBAR — masiv Londra Brabant Ardeni Rin; B — masivul Boem; MC — masivul central; MI — Meseta iberică; CS — masivul corso-sard; E — bazinul englez; P — bazinul parisian; A — bazinul Aquitaniei; S — bazinul Spaniei de E; GS — bazinul Germaniei de S; GN — bazinul Germaniei de N; P — bazinul polonez; RS — bazinul rusesc de S; RN — bazinul rusesc de N. Săgețile indică sensul transgresiunilor.

B. Structura schematică a Alpilor (după J. Aubouin):

1 — Alpii occidentali acoperiți la E de Alpii orientali apar în ferestre; 2 — Alpii orientali și ansamblul italo-dinaric (a — soclul, b — cuvertura); 3 — limita principalelor contacte anormale.

C. Secțiune schematică prin Alpii Occidentali în Juristic (după Ch. Pomerol):

1 — Triasic; 2 — Liasic; 3 — Dogger; 4 — Malm (Oxfordian) condensat; 5 — sisturi calcaroase (viiitoare sisturi lustrate); 6 — Tithonic; 7 — crustă oceanică; a — radiolarite; b — ofiolite (roci verzi); c — zona daufineză; d — zona brianconeză; e — zona piemonteză.



PLANȘA XVII. Paleogeografia lumii în Triasic. Poziția continentelor:

A — actual (după R. Brinkmann, Emilia Saulea, C. O. Dumbar și K. M. Waage, J. Aubouin et al.; J. Kummel, Ch. Pomerol); B — în Triasic (—200 Ma); două aspecte posibile ale Pangeei; 1 — un Tethys deschis separă Gondwana de Laurasia; 2 — un singur supracontinent cu Tethys intracontinental (după T. H. van Andel).

Triasic în facies continental se întâlnește în Europa în de V, NV și E: gresii și conglomerate roșii, nefosilifere, sau cu plante și vertebrate stînd pe Permian continental. Caracterele litologice și distribuția faciesurilor relevă că, în Triasic, cea mai mare parte a Europei era o vastă regiune continentală, peneplenizată rapid printr-o eroziune intensă în condițiile unui climat agresiv (cald și arid), presărată cu lagune unde se formau evaporite. Incursiunea apelor din regiunea alpină a fost de scurtă durată; lichidarea mării Muschelkalkului a condus la formarea evaporitelor în Keuper.

Triasicul în celelalte continente. În Asia se cunosc regiuni de geosinclinal în S și E. În S, din Himalaia pînă în Noua Zeelandă, faciesul este marin, mesogean, cu ceratiți. Un alt geosinclinal se individualizează în Siberia de E și Japonia. În vestul Siberiei, Kuznețk, Fergana, Triasicul are facies mixt, iar spre est, în China, cuprinde zăcăminte de cărbuni. În America de N se cunoaște Triasic marin, de geosinclinal, numai în V, din Alaska pînă în California. În marginea de V a Apalachilor seria continentală, roșie, relevă condiții de sedimentare similare celor din Europa hercinică. În regiunile nordice (Groenlanda, Spitzberg, pînă în Siberia de V) faciesul este marin, boreal. În Gondwana, pe teritoriul Africii de S și SE se continuă acumularea formațiunilor continentale ale sistemului Karoo cu *Glossopteris*, *Dicroidium* și reptile therapside. În Madagascar, India peninsulară și America de S, Triasicul este, de asemenea, continental (pl. XVII).

3.2.2. PERIOADA JURASICĂ (—200—140 MA)

Denumirea a fost propusă de A. Brongniart, în 1829, pentru seriile din Munții Jura care, foarte fosilifere și cu o tectonică relativ simplă, detaliat studiate, au stat la baza multor principii de stratigrafie.

Caractere paleontologice. Flora și fauna continentală. Flora terestră este reprezentată în principal prin gimnosperme: cycadopside (din care peste 70 % sînt benetitale), ginkgopside, coniferopside (araucariaceea și taxodiaceea; subordonat se mențin pteridosperme (*Dicroidium*), filicofite și sfenofite. Nevertebratele continentale cuprind: moluște dulcicole, ostracode salmastre, insecte etc. Dintre vertebrate, amfibienii sînt în regres; stegocefalii au dispărut, iar anurele nu sînt importante. Reptilele, care domină lumea vertebratelor, adoptă toate mediile. În cel terestru se remarcă Dinosaurienii: *Compsognathus*, *Allosaurus* (carnivore), *Brontosaurus*, *Diplodocus*, *Stegosaurus* etc. (ierbivore). În ape trăiau corocodilieni și chelonieni, iar în aer zburau pterosaurieni (*Rhamphorhynchus*). În Neojurasic apar primele păsări (*Archaeopteryx*). Mamiferele arată un progres lent: la ordinele din Triasic se adaugă Multituberculata și Panthotheria.

Flora și fauna marină. După criza de la limita Triasic-Jurasic, determinată de scăderea salinității mărilor (stocaj important de săruri în evaporitele Keuperului), Jurasicul oferă condiții ecologice favorabile: climat mai uniform, ape calde, mărirea considerabilă a bazinelor epicontinentale. Viața a cunoscut o expansiune și o diversificare rapidă. Rol stratigrafic principal au tot amonoideele (*Phylloceratina*, *Lytoceratina* și, mai ales, *Ammonitina*) care stau la baza scării ortostratigrafice (tabelul VI. 10). Scări stratigrafice paralele s-au realizat și pe microfosile: Tintinoidieni în Tithonic, Palynomorphe, Nannoplanton, Radiolari, Foraminifere. Algele marine albastre-verzi, spongierii și corali au o deosebită importanță litogenetică. Ultimii au format calcare recifele pe zone întinse ale platformelor carbonatate (58° Lat. N. — 16° Lat. S). Restul grupelor de organisme marine (planșa XVIII) sînt abundente, prezintă adaptări pentru diverse faciesuri sau importanță stratigrafică locală. Vertebratele marine sînt variate: pești selacieni bentonici, pești osoși, reptile acvatice (*Ichthyosaurus*, *Plesiosaurus*).

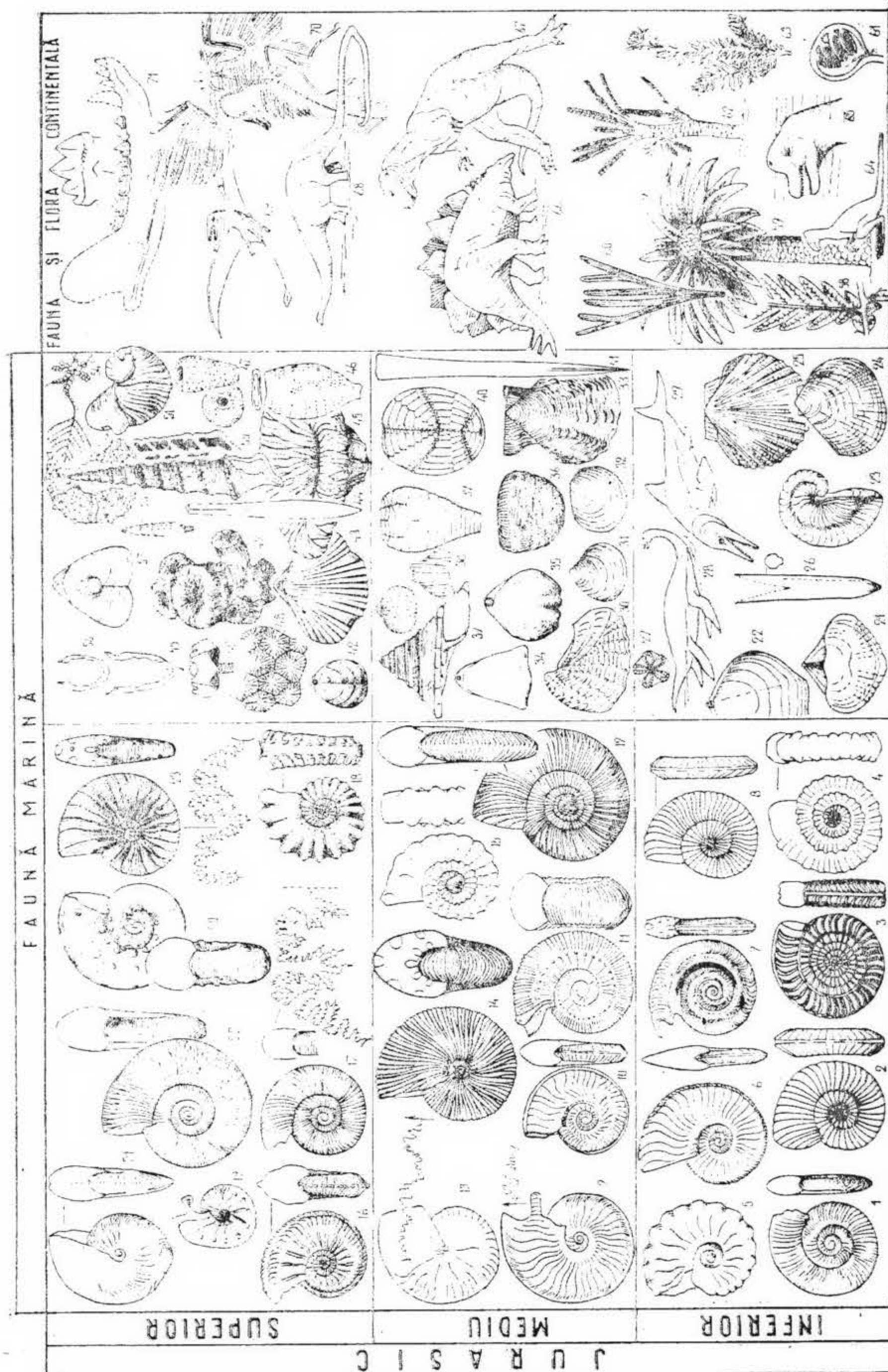
Zone de amoniți, microfosile și

DOMENIUL TETHYSIAN				
PROVINȚILE MEDITERANEANĂ ȘI SUBMEDITERANEANĂ				
FOSILE CARACTERISTICE				
Zone de amoniți			Microfosile	
JURASIC	SUPERIOR (MALM)	BERRIASIAN	<i>Berriasella grandis</i> <i>Berriasella jacobii</i>	<i>Calpionella</i> <i>Crassicolaria</i> <i>Chitinoidea</i> <i>Saccocomide</i>
		TITHONIC	<i>Paraulacosphinctes transitorius</i> <i>Micracanthoceras microcanthum</i> <i>Semiformiceras semiforme</i> <i>Hybonoticeras hybonotum</i>	
		KIMMERID- GIAN	<i>Hybonoticeras beckeri</i> <i>Aspidoceras acanthicum</i> <i>Sutneria platynota</i>	
	MEDIU (DOGGER)	OXFORDIAN	<i>Sutneria galar</i> <i>Epipeltoceras bimammatum</i> <i>Arisphinctes plicatilis</i> <i>Cordioceras cordatum</i>	
		CALLOVIAN	<i>Pelloceras athleta</i> <i>Kosmoceras jason</i> <i>Macrocephalites macrocephalus</i>	
		BATHONIAN	<i>Clydoniceras discus</i> <i>Tulites subcontractus</i> <i>Zigzagiceras zigzag</i>	
		BAJOCIAN	<i>Parkinsonia parkinsoni</i> <i>Stephanoceras humphriesianum</i> <i>Soninia sowerbyi</i>	
	INFERIOR (LIASIC)	AALENIAN	<i>Ludwigia munchisoni</i> <i>Leioceras opalinum</i>	
		TOARCIAN	<i>Grammoceras thouarcense</i> <i>Hildoceras bifrons</i> <i>Dactylioceras tenuicostatum</i>	
		PLIENSBA- CHIAN	<i>Amaltheus margaritatus</i> <i>Tragophylloceras ibex</i>	
		SINEMURIAN	<i>Echioceras raricostatum</i> <i>Arietites bucklandi</i>	
		HETTANGIAN	<i>Schlotheimia angulata</i> <i>Psiloceras planorbis</i>	
	—140 Ma			
CRETACIC INFERIOR				
—200 Ma				
TRASIC SUPERIOR	RHETIAN	<i>Choristoceras</i> , <i>Rhabdoceras</i> , <i>Rhetavicula contorta</i>		

Tabelul VI.10

alte grupe caracteristice ale Jurasicului

ALTE GRUPE CARACTERISTICE	EUROPA DE NV	DOMENIUL BOREAL	DOMENIUL CONTINENTAL
Faza neo- kimmerică ~~~~~ <i>Millericrinus milleri</i> <i>Cidaris florigemma</i> <i>Diceras</i> <i>Nerinea tuberculosa</i> <i>Exogyra virgula</i> <i>Juralina formosa</i> <i>Septaliphoria moravica</i> <i>Ellipsactinia</i> <i>Thecosmilia</i> <i>Thamnasteria arachnoides</i> <i>Calamophylliopsis flabellum</i> <i>Tremadictyon phylloideum</i> <i>Corynella quenstedti</i>	Wealdian continental	RIASANIAN <i>Ryazanites ryazanensis</i>	
	PORT- LANDIAN Purbeckian. Dictyoc- contin. there salm. Corbula Cyrena Perisfinctide	VOLGIAN <i>Cylindroteuthis</i> <i>Buchia mosquensis</i> <i>Virgatites</i> <i>Dorsoplantes dorsoplanus</i>	
	KIMMERID- GIAN		<i>Amphithe- rium</i> <i>Plagiaulax</i> <i>Priacodon</i> <i>Archaeopteryx</i> (<i>Archaeornis</i>) <i>siemensii</i> <i>Rhamphorhynchus</i> <i>Allosaurus</i> <i>Diplodocus</i> <i>Branchiosaurus</i> <i>Stegosaurus</i> <i>Compsognathus</i> <i>Araucaria microphyllia</i> <i>Williamsonia</i> <i>Cycadeoidea</i> <i>Caytonia</i> <i>sewardi</i>
<i>Hibolites hastatus</i> <i>Collyrites ellipticus</i> <i>Rhynchonelloidella varians</i>			
<i>Chlamys vagans</i> <i>Zeilleria (Digonella) digona</i>			
<i>Megateuthys giganteus</i>			
<i>Astarte woltzi</i> <i>Trigonia (Myophorella) navis</i>			
<i>Ichthyosaurus</i> <i>Plesiosaurus</i>			
<i>Passaloteuthys paxillosus</i> <i>Zeilleria (Cincta) numismalis</i>			
<i>Gryphea (Liogryphea) arcuata</i> <i>Lima (Plagiostoma) gigantea</i> <i>Pseudopecten aequivalvis</i> <i>Spiriferina tumida</i>			



Delimitare și subdiviziuni. Jurasicul constituie un ciclu de sedimentare clasic: începe cu transgresiunea Liasicului (amorsată din Rhetian) și se încheie cu regresiunea aproape generală a Malmului terminal. Limita inferioară paleontologică a fost discutată la Triasic; cea superioară se trasează sub zone cu *Berriasella jacobii* (subliniată și de faza neokimmerică). S-au separat diviziuni (epoci și etaje) cu valoare universală, precum și diviziuni locale, mai ales în Malm (tabelul VI. 10).

Jurasicul în Europa. În sudul Europei, continuarea deschiderii Tethysului, începută în Triasic, conduce la formarea geosinclinalului alpin. Mai la nord, pe platforma europeană exondată la sfârșitul Triasicului, transgresiuni dinspre Tethys sau dinspre marea boreală, dau naștere unor noi bazine epicontinentale. Râmnii emerse numai vestul Fenosarmatiei și masivele hercinice; aspectul Europei era al unei mări cu țărături complexe și arhipelaguri formate din masivele hercinice (fig. VI. 7).

PLANȘA XVIII. Fauna și flora în Jurasic

Flora

Gymnospermatophyta: Pteridospermatopsida (58, 61); Ginkgopsida (60); Cycadopsida (59, 62); Coniferopsida (63).

Fauna

Tintinnida (55, 56); Demospongea (45); Hyalospongea (46); Calcispongea (47); Scleractinia (36, 48, 49); Brachiopoda (21, 22, 34, 35, 38, 42, 43, 57); Gastropoda (37, 50); Lamellibranchiata (23-25, 30-33, 51); Ammonoidea (1-23); Belemnoida (26, 41, 44); Crinoidea (27, 39, 52, 54); Echinoidea (40, 53); Reptilia (28, 29, 64-69); Aves (70); Mammalia (71).

Fauna marină

Jurasic inferior: 1 - *Psiloceras planorbis* (Sow.); 2 - *Schlotheimia angulata* (Schloth.); 3 - *Arietites bucklandi* (Sow.); 4 - *Echioceras raricostatum* Bayle; 5 - *Tragophylloceras ibex* (d'Orb.); 6 - *Amalthus margaritatus* Montf.; 7 - *Hildoceras bifrons* (Bruguière); 8 - *Grammoceras thouarcense* d'Orb.; 21 - *Spiriferina tumida* Buch.; 22 - *Zeilleria* (Cincta) numismalis Lamack.; 23 - *Gryphea* (Liogryphea) arenata Lamk.; 24 - *Lima* (Plagiostoma) gigantea Sow.; 25 - *Pseudopecten aequivalvis* Lamk.; 26 - *Passaloteuthis paxillosus* (Schloth.); 27 - *Pentacrinus* sp.; 28 - *Plesiosaurus* sp.; 29 - *Ichthyosaurus* sp.

Jurasic mediu: 9 - *Leioceras opalinum* Quenstedt; 10 - *Ludwigia murchisonae* Sowerby; 11 - *Stephanoceras humphriesianum* (Sowerby); 12 - *Parkinsonia parkinsoni* (Sowerby); 13 - *Clydonoceras discus* (Sowerby); 14 - *Macrocephalites macrocephalus* (Schlotheim); 15 - *Peltoceras athleta* d'Orbigny; 30 - *Trigonia* (Clavitrigonia) navis (Lamarck); 31 - *Astarte voltzi* Hoeninghaus; 32 - *Bositra buchi* Roem.; 33 - *Chlamys vagans* (Sow.); 34 - *Zeilleria digona* Sow.; 35 - *Cerithyris intermedia* (Sow.); 36 - *Montlivaltia caryophyllata* Lamx.; 37 - *Leptomaria bessina* (d'Orb.); 38 - *Rhynchonelloidella varians* (Schloth.); 39 - *Apiocrinus parkinsoni* Schloth.; 40 - *Collyrites elliptica* Des Moul.; 41 - *Belemnites* (Megateuthys) giganteus Schloth.

Jurasic superior: 16 - *Cardioceras cordatum* (Sowerby); 17 - *Arisphinctes plicatilis* (Sowerby); 18 - *Epipeltoceras bimammatum* (Quenstedt); 19 - *Sutneria platynota* Rein.; 20 - *Aspidoceras acanthicum* (Oppel); 21 - *Hybonotoceras hybonotum* (Opp.); 22 - *Paraulacosphinctes transitorius* (Opp.); 23 - *Virgatites virgatus* (Buch.); 42 - *Aulacothyrus impressa* (Bron.); 43 - *Septaliphoria moravica* Uhlig.; 44 - *Hibolites hastatus* Blainv.; 45 - *Cnemidastrium rimulosum* Goldf.; 46 - *Tremadictyon phylloideum* Anton.; 47 - *Peronidella pistiliformis* Lamour.; 48 - *Isastrea helianthoides* Goldf.; 49 - *Thecosmilia trichotoma* Goldf.; 50 - *Nerinea tuberculosa* Röm.; 51 - *Diceras* sp.; 52 - *Millericrinus milleri* (Schloth.); 53 - *Paracardis florigemma* -Phillips; 54 - *Saccocoma tenella* (Goldf.); 55 - *Crassiocollaria intermedia* (Dur. Delga); 56 - *Calpionella alpina* Lor.; 57 - *Pygope janitor* Pictet.

Flora și fauna continentală

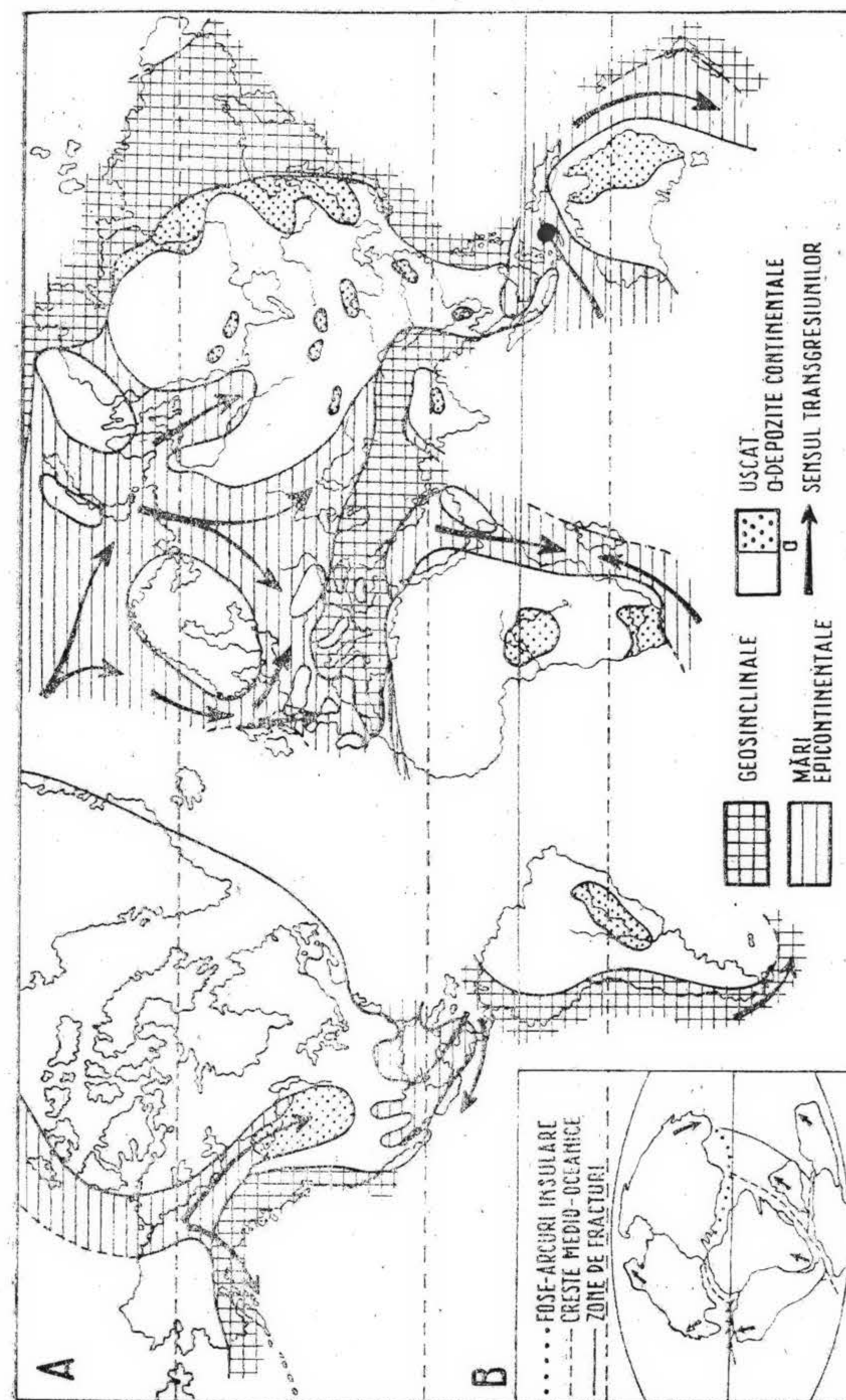
58 - *Lepidopteris ottonis* Schenk; 59 - *Palaeocycas* (Ejuvia) simplex; 60 - *Bayera longifolia*; 61 - *Caytonia sewardi* H. Thomas; 62 - *Williamsonia sewardiana* Sahni; 63 - *Araucaria microphylla*; 64 - *Compsognathus* sp.; 65 - *Branchiosaurus* sp.; 66 - *Stegosaurus stenops* Marsh; 67 - *Allosaurus* sp.; 68 - *Diplodocus longus* Marsh; 69 - *Rhamphorhynchus* sp.; 70 - *Archaeopteryx* sp.; 71 - *Priacodon* sp.

Jurasicul alpin (mediteranean sau de geosinclinal) ocupă aceleași regiuni ca și în Triasic, extinzându-se spre V și SV peste fostul teritoriu cu facies germanic. Cuprinde lanțul betic, Corsica, Alpii, Carpații, Balcanii (ramura alipidică a axei geosinclinale, situată în sudul cratonului european). Africa de N, Sicilia, Calabria, Apeninii, Dinanaridele, Helenidele constituie ramura dinarică a axei geosinclinale, situată în nordul cratonului african. În Jurasic, în ansamblul domeniului mediteranean, fenomenul de oceanizare se accentuează; încep să se formeze fose și cordiliere (riduri) care condiționează sedimentarea. În fose depozitele sînt pelagice (calcaro-marnoase) fără discontinuități, cu grosimi mari, asociate local cu ofiolite. Pe riduri formațiunile sînt neritice, condensate sau cu lacune. O regiune tipică pentru o astfel de dezvoltare este cea a Alpilor occidentali, unde faciesul germanic din Triasic a fost înlocuit cu cel alpin (fig. VI. 7, C). Jurasicul din Alpii occidentali se continuă spre SV în M-ții Jura, unde prezintă caractere de tranziție spre tipul epicontinental. Spre NE, prin Alpii elvețieni, se continuă în Alpii orientali, unde faciesurile sînt, de asemenea, foarte diverse.

Cu caractere alpine Jurasicul se cunoaște în Carpați, Balcani, Crimeea, Caucaz. În România este dezvoltat în toate unitățile structurale unde s-a menționat Triasic, ocupînd însă suprafețe mai mari, transgresiv uneori direct pe cristalin. Ca și în Alpi, Jurasicul din Carpați corespunde, în cea mai mare parte, etapei de expansiune a fundului oceanic, de aceea faciesurile sînt predominant carbonatice. Spre sfîrșitul perioadei apar diferențe mari între adîncimea diverselor sectoare ale geosinclinalei (fose și platforme carbonatate); manifestările ofiolitice sînt frecvente (Apusenii de S). Odată cu începerea compresiunilor apar primele formațiuni de fliș (Carpații Orientali, Apuseni). Dintre cele mai tipice formațiuni alpine dezvoltate în Carpați amintim în Liasic: calcare de tip *Adneth* (noduloase, roșii cu amoniți), *Strate de Gresten* (argilo-grezoase cu cărbuni) la Vulcan-Codlea și Cristian în Carpații Orientali, Anina și Doman în Carpații Meridionali; în Dogger: marne și calcare cu amoniți sau cu *Bositra buchi*; în Callovian-Oxfordian se dezvoltă radiolarite; în Malm, în zonele mai profunde se acumulează calcare noduloase roșii cu *Aspidoceras acanthicum* (Kimmeridgian), calcare fine cu amoniți, tintinide, *Pygope*, calcare și marne cu *Aptychus*; apelor puțin adînci la corespund calcare de tip *Stramberg* (masive, organogene, uneori oolitice) prezente în toate unitățile carpatice. În Apusenii de N, pe seama calcarelor de acest tip s-au format bauxite în etapa de întrerupere a sedimentării de la sfîrșitul Jurasicului.

Jurasic în facies epicontinental se cunoaște în Europa hercinică și pe Platforma rusă, ca rezultat al transgresiunilor amintite; apele au înaintat treptat, maximum de întindere a bazinelor realizîndu-se în Neojurasic. În majoritatea bazinelor epicontinentale, la sfîrșitul Jurasicului, are loc o regresie importantă: apele se retrag spre S sau spre N și se instalează un facies continental-lagunar (facies purbeckian).

În regiunile clasice (baz. Germaniei de S, baz. anglo-parisian) sedimentarea începe cu o serie argiloasă negricioasă (Jura neagră în Baz. Germaniei de S) în continuitate peste Rhetian, sau transgresiv peste formațiuni mai vechi. Amoniții permit separarea tuturor etajelor Liasicului și se asociază cu lamelibranhiate, belemniti, reptile acvatice. Seria mijlocie (Dogger) este în general calcaroasă, adesea oolitică. Oolitele feruginoase care se exploatează pentru fier (Lorena) dau culoarea brună a rocilor (Jura brună). Malmul este predominant calcaros: calcare masive albe (Jura albă), organogene (bioconstruite sau bioacumulate) cu spongieri sau corali, *Diceras*, *Cidaris* etc., sau calcare fin stratificate (lito-grafice) cu impresiuni de cefalopode, crustacei, pești, păsări, acumulate în medii mai liniștite. În regiunile nordice ale bazinelor englez, parisian, germanic, polonez și rusesc, în sedimentare și faună se resimt influențe boreale: lipsesc calcarele recifale, sînt prezenți amoniți nordici (*Virgatites*); în acest facies echivalentul Tithonicului poartă numele de Volgian.



PLANȘA XIX. Paleogeografia lumii în Jurasic. Poziția continentelor:

A — actual (după R. Brinkmann, Emilia Saulea, C. O. Dumbar și K. M. Waage, J. Auboin et al., K. Kummel, Ch. Pomerol); B — în Jurasic, (-175 Ma) (după T. H. van Andel).

Tot în facies epicontinental este și Jurasicul din partea de S și E a țării noastre: platformele moesică și moldovenească, Dobrogea. Toate aceste regiuni prezintă largi variații ale faciesurilor sincrone (mai ales în J_3), lipsa unor termeni (J_1 și parte din J_2), prezența calcarelor biogene în Malm, cu spongieri (Dobrogea centrală) sau cu corali (Dobrogea și Platforma moesică). Regresiunea de la sfârșitul Malmului, cu apariția faciesului lagunar, este cunoscută și în estul Platformei moesice.

Jurasicul în celelalte continente. Jurasicul din Tethysul european se continuă în sudul Iranului (Zagros) unde sedimentele asociate cu ofiolite indică deschiderea Neotethysului. În geosinclinalul himalaian sînt serii groase, marine, cu amoniți (*Spitti*). La N, SV și SE de Himalaia serii neritice transgresive ocupă suprafețe întinse. În domeniul peripacific formațiuni pelagice de geosinclinal, deformate în faze din Mezo- și Neojurasic, se cunosc în Verhoiansk, Ins. japoneze și Noua Zeelandă. Pe platforma sino-siberiană se acumulează formațiuni detritice continentale cu plante și cărbuni.

În cele două Americi regiunile geosinclinale erau situate, ca și în Triasic, tot pe coasta pacifică. În vestul Statelor Unite se acumulează depozite fluviatile sau deltaice celebre pentru zăcămintele de dinosaurieni (Formațiunea de Morrison). În estul cratonului sud-american gresiile continentale cu reptile și plante ale formațiunii de Sau Bento sînt acoperite de cea mai impunătoare curgere de bazalte cunoscută pe glob, legată de deschiderea Atlanticului. Formațiunile marine prezente în estul Africii, în V și NV Madagascariului, V Australiei indică dezmembrarea Gondwanei, amorțată din Triasic. (pl. XIX)

3.2.3. PERIOADA CRETACICĂ (—140 — 67 MA)

Denumirea derivă de la numele latin *creta* acordat de O. d'Hall o y (1822) celei mai tipice formațiuni a Cretacicului superior.

Caractere paleontologice. Flora și fauna continental-lacustră. Prin predominarea gimnospermelor în Eocretacic, flora are caracter mezofitic. Angiospermele dicotiledonate sînt deja prezente. În Cretacicul superior angiospermele, mult mai numeroase, cuprind și genuri actuale (*Populus*, *Quercus* etc.), încît flora devine neofitică. Fauna continental-lacustră este variată, ca și în Jurasic. Reptilele prin dinosaurieni (*Iguanodon*, *Triceratops*, *Tyrannosaurus*) și pterosaurieni (*Pteranodon*) au dominat lumea terestră și se sting la sfârșitul perioadei. Păsările au caractere asemănătoare celor actuale, iar mamiferele (multituberculata, marsupiale și placentare-insectivore) frecvente în America de N și Mongolia, au încă dimensiuni mici.

Flora și fauna marină. Flora de alge monocelulare (Coccolithophoridae), ca și alte organisme microscopice cu poziție incertă, participă la formarea cretei. În fauna marină grupele cu interes stratigrafic sînt amoniții, belemnii, echinidele exociclice, inoceramii, tintinoidienii (în Cretacicul inferior), foraminiferele. Ultimele, extrem de numeroase, sînt prezentate în faciesuri foarte variate. Unele macroforaminifere bentonice (*Orbitoline*) au și rol litogenetic. Microforaminiferele planctonice prin dispersia largă permit o biozonare și corelare riguroasă, extrem de fină, a formațiunilor pelagice, utilă pentru tot domeniul mesogean ca și pentru forajele submarine. Dintre lamelibranhiate rudiști (pahiodonte) au rol dublu, stratigrafic și litologic. Celelalte grupe de nevertebrate marine prezintă localizări în diverse faciesuri și pot, local, să dea indicații stratigrafice (pl. XX, tabelul VI.11). La sfârșitul Cretacicului dispar toate elementele caracteristice mezozoicului — amoniți, belemnii, inoceramii, rudiști, globotruncane, reptile uriașe; dispariția este cu atît mai remarcabilă cu cît a avut loc simultan, în apă și pe uscat, determinată de cauze încă discutate.

Delimitare și subdiviziuni. Cretacicul începe cu apariția amonitului *Berriasella jacobi* și se încheie cu dispariția grupelor menționate mai sus. Discontinuități importante

determinate de fazele de orogeneză neokimmerică și laramică separă Cretacicul de Jurasic și, respectiv, de Paleogen. Împărțirea Cretacicului în două subsisteme (K_1 și K_2) are la bază răspîndirea mult mai largă a Cretacicului superior. Ambele diviziuni se împart în etaje pe baza faunelor de amoniți (pl. XX).

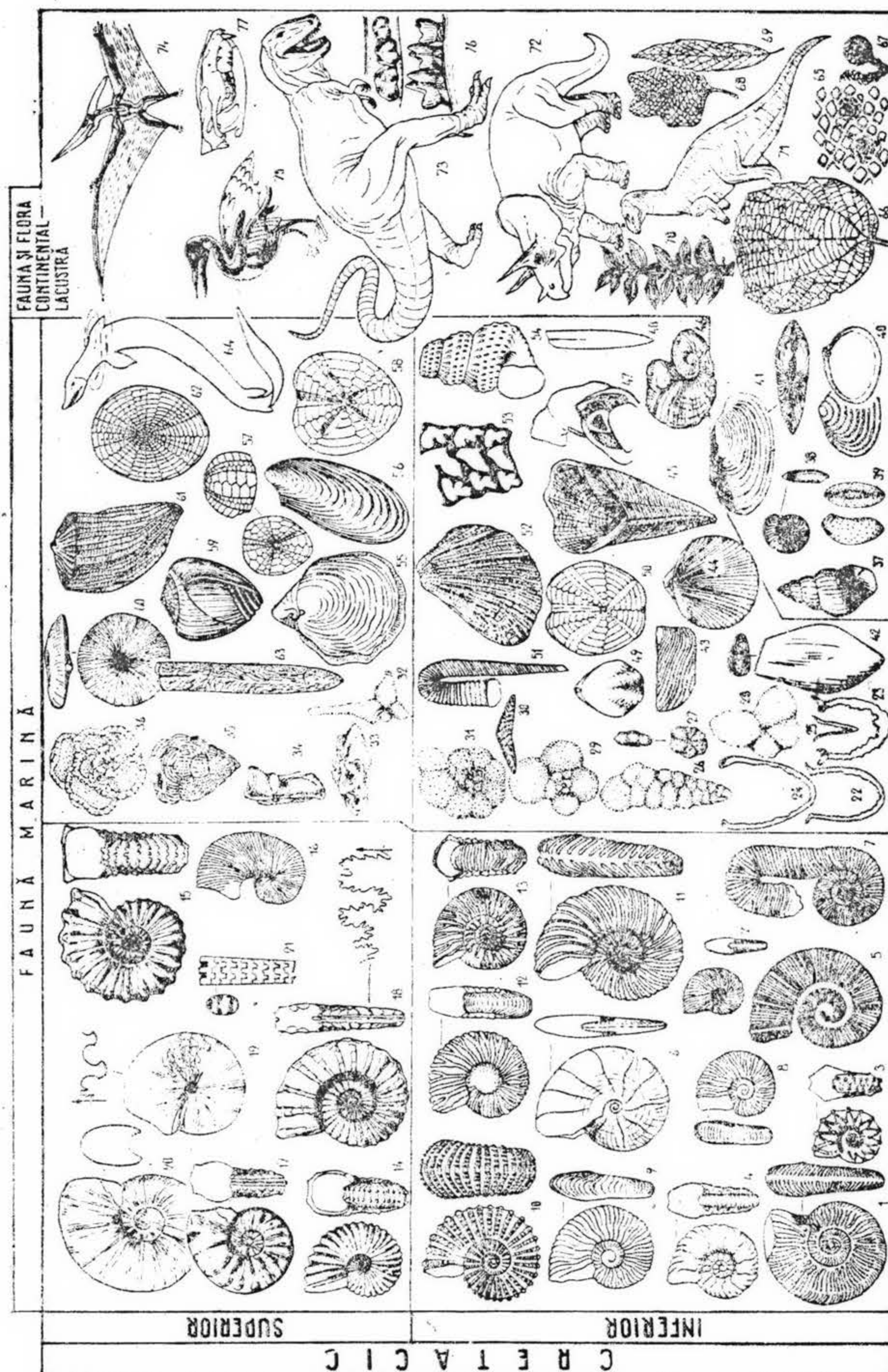
Cretacicul în Europa. Ca și în Jurasic au funcționat în Europa două tipuri de bazine: geosinclinale — în care încep mișcările orogenice — și epicontinentale, mai extinse decît în Jurasic. Evoluția ambelor este influențată de deschiderea, în continuare, a oceanului Atlantic și de deplasarea plăcii africane spre N. Fazei de distensiune din Jurasic îi urmează în Cretacic o fază compresivă. În regiunea mesogenă se remarcă sectoare cu sedimentare liniștită și sectoare cu facies de fliș. Astfel, Alpii occidentali păstrează cadrul paleogeografic din Jurasic. În fosa daufineză se acumulează în K_1 marne și calcare pelitice cu amoniți și foraminifere; în K_2 se constată o tendință generală de emersiune. Spre V fosa se continuă în K_1 cu o zonă de adîncire transversală (domeniul vocontian) cu sedimentare monotonă marno-calcarioasă cu amoniți. Spre E, în zona briangoneză, Cretacicul este incomplet și foarte condensat. În zona mai internă (fosa piemonteză) continuă sedimentarea caleșturilor care vor deveni roci slab metamorfozate (sisturi lustrate). La sfârșitul Cretacicului apare flișul. În Alpii orientali Cretacicul apare atît în N (unitatea helvetică, zona flișului, pinza bavareză) cît și în S. Consemnăm și în Alpii orientali apariția faciesului de fliș, mișcări orogenice traduse prin discordanțe unghiulare la sfârșitul K_1 (faza austriacă), șariaje importante desăvîrșite spre sfârșitul Cretacicului (faza pregosau). În partea de N a Alpilor orientali Senonianul îmbracă un facies detritic cu cărbuni și calcare organogene cu *Hippurite*, *Cunolites*, *Actaeonella* (facies de Gosau).

Situația din Alpi se poate generaliza la ansamblul domeniului mediteranean, domeniul complex și intens deformabil în Cretacic. În perioadele de emersiune cu alterare intensă, pe seama calcarelor organogene s-au format bauxite (Pirinei, Dinaride, Munții Bakony etc.)

În România formațiunile cretacice de geosinclinal ocupă suprafețe întinse în Carpații Orientali, Meridionali și Apuseni. În partea internă a Carpaților Orientali (zona cristalină-mezozoică), formațiunile cretacice sînt variate: marnoase cu amoniți, calcarioase cu pachiodonte (facies urgonian), detritice (fliș), molasice (conglomeratele de Bucegi albiene). Manifestarea fazei austriece determină cutarea formațiunilor din zona cristalină-mezozoică, emersiuni, lacune. Cretacicul superior este detritic, transgresiv și aparține învelișului post-tectonic. În zona flișului se cunoaște în Cretacicul inferior un fliș intern detritic grosier (chiar wild-fliș) și un fliș extern în general pelitic, negricios. În Cretacicul superior flișul este, în ambele zone, pelitic. Vîrstele sînt atestate de amoniți și foraminifere, iar formațiunile poartă denumiri locale: Strate de Sinaia (Necomian), Str. de Comarnic (Barrenian—Apțian), Conglomerate de Ceahlău—Zăganu (Albian), Strate de Audia (Valanginian—Albian). În zona flișului intern mișcările subhercinice (postconiaciene) au dus la formarea pinzelor de Ceahlău și Teleajen. Restul Senonianului aparține aici învelișului post-tectonic.

În Carpații Meridionali mișcările orogenice din Cretacic au avut ca rezultat formarea Pinzei getice și desăvîrșirea structurii acestui sector carpatic. Formațiunile cretacice se întîlnesc atît în autohtonul danubian cît și în Pinza getică, fiind dezvoltate în faciesuri foarte variate și bogat fosilifere: pelitice cu tintinide și amoniți, organogene (urgoniene în K_1 , facies de Gosau în K_2), fliș, roci detritice roșii cu plante și reptile în Maastrichtian (Poiana Ruscă, Hațeg) etc. La sfârșitul Cretacicului a avut loc o intensă activitate vulcanică subsecventă (banatite).

În Munții Apuseni Cretacicul este larg răspîndit, cu litologie variată și cu complicații tectonice de grad diferit. Deformările mezocretacice în sectorul sudic și pregosau



În cel de nord sînt însoțite de manifestări magmatice (ofiolite în K_1 și banatite în K_2). Senonianul, larg transgresiv, este dezvoltat în facies de Gosau (Borod, Roșia).

Cretacicul în facies epicontinental este cunoscut în bazinele amintite la Jurasic, ocupînd însă suprafețe mai mari. Un bazin clasic este cel anglo-parisian, bazin de legătură cu Tethysul și cu mările nordice. După regresivitatea Jurasicului terminal, nordul Franței și sudul Angliei au rămas exondate. În K_1 s-au acumulat nisipuri și argile cu plante, reptile (*Iguanodon*) și moluște de apă dulce (facies wealdian). În Aptian apele înaintînd din N și S au depășit zona exondată, depunînd formațiuni detritice marine cu amoniți. Cretacicul superior, mult mai extins, este calcaros: crete cu glauconit, marnoase, crete cu silex bogat fosilifere. Larga transgresiune a Cretacicului superior și dezvoltarea faciesului de cretă caracterizează și bazinele polonez și ruse. O regresivitate importantă are loc în

PLANȘA XX. Flora și fauna în Cretacic

Flora: Gymnospermatophyta: Cycadopsida (65); Coniferopsida (67, 70); Angiospermatophyta: Dicotyledonopsida (66, 68, 69).

Fauna: Foraminiferida (26–36); Tintinnida (22–25); Scleractinia (60); Brachipoda (41, 44); Gastropoda (37, 38, 53, 59); Lamellibranchiata (40, 41, 43, 45–47, 52, 55, 56, 61); Ammonoidea (1–20, 51, 54); Belemnoida (42, 48, 63); Ostracoda (39); Echinoidea (50, 57, 58, 62); Reptilia (70–74); Aves (75); Mammalia (76, 77).

Fauna marină¹⁾

Cretacic inferior: 1 – *Berriassella beissieri* (Pictet); 2 – *Neocomites neocomiensis* d'Orb.; 3 – *Saynoceras verrucosus* (d'Orb.); 4 – *Acanthodiscus radiatus* d'Orb.; 5 – *Crioceratites duvali* Leveillé; 6 – *Barremites difficile* d'Orb.; 7 – *Macrocaphites yvoni* d'Orb.; 8 – *Deshayesites deshayesi* (Leymerie); 9 – *Acanthohoplites nolani* (Seunes); 10 – *Douvillerites manmillatum* (Schloth.); 11 – *Hoplites dentatus* (Sow.); 12 – *Riasanites riasanensis* (Nikitin); 13 – *Simbirskites decheni* Roemer; 22 – *Tintinnopsella carpathica* (Murg. și Filipescu); 23 – *Remaniella cadischiana* Col.; 24 – *Calpionellites darderi* (Col.); 25 – *Amphorellina lanceolata* Colom; 26 – *Dorothia prahauteriviana* Dieni et Maas; 27 – *Haplophragmoides cushmani* (Loebl and Tapp.); 28 – *Clavibergella eocretacea* (Neagu); 29 – *Globigerinoides gottisi* (Chevalier); 30 – *Orbitolina lenticularis* (Blum.); 31 – *Ticinella breggiansis* (Gandolfi); 37 – *Paludina fluviorum* Sow.; 38 – *Planorbis* sp.; 39 – *Cypridea valdensis* Sow.; 40 – *Cyrena bronni* Dunk.; 41 – *Unio planus* Röm.; 42 – *Duralia dilatata* Blainv.; 43 – *Lamella ptychus angulicostatus* Pictet; 44 – *Peregrinella multicastrata* (Buch.); 45 – *Monopleura trilobata* d'Orb.; 46 – *Toucasia carinata* (Matheron); 47 – *Valetia tombecki* (Munier-Chalmas); 48 – *Neohoplites minimus* Lister; 49 – *Sellihiyris sella* (d'Orb.); 50 – *Toxaster retusus* (Lamarck); 51 – *Hamulina subcylindrica* d'Orb.; 52 – *Plicatula placunea* Sow.; 53 – *Nerinea coquandi* d'Orb.; 54 – *Turrillites (Mariella) bergeri* (Brongn.);

Cretacic superior: 14 – *Mantelliceras mantelli* Sow.; 15 – *Acanthoceras rothomagensis* d'Orb.; 16 – *Scaphites geinitzi* d'Orb.; 17 – *Gauthiericeras margae* Schlier; 18 – *Texanites texanus* Roemer; 19 – *Tissoti tissoti* Bayli; 20 – *Pachidiscus neubergicus* Haver; 21 – *Baculites anceps* d'Orb.; 33 – *Rotalipora appenninica* (Renz); 32 – *Shackoina cenomana* Reichel; 34 – *Globotruncana concavata* Maslacova; 35 – *Racemiguembelina fructuosa* (Egger); 36 – *Abathomphalus mayaroensis* Bolli; 55 – *Exogyra columba* (Lamk.); 56 – *Inoceramus labialis* Böhm.; 57 – *Conulus subconicus* d'Orb.; 58 – *Micrastra cortestudinaria* Goldf.; 59 – *Actaeonella gigantea* Munst.; 60 – *Cunulites* sp.; 61 – *Hippurites* sp.; 62 – *Echinocorys vulgaris* Breyn.; 63 – *Belemnitella mucronata* Schloth.; 64 – *Mesasauros* sp.

Flora și fauna continentală:

65 – *Cycadecidea marylandica* Fert.; 66 – *Credneria triacuminata* Hampe; 67 – *Sequoia ambigua*; 68 – *Liriodendron meechii*; 69 – *Dryophyllum subfalcatum*; 70 – *Araucaria toucasi*; 71 – *Iguanodon bernissartensis* (Boulanger); 72 – *Triceratops* sp.; 73 – *Tyrannosaurus* sp.; 74 – *Pteranodon* sp.; 75 – *Ichthyornis victor* Marsh.; 76 – *Didelphodon vorax* Marsh.; 77 – *Zalambdalestes lechei* Simpson.

1) Cu excepția fig. 37 – 41 caracteristice pentru faciesul continental lacustru al Wealdianului.

Zone de amoniți, microfosile și alte

PALEO-
GEN
—67 Ma

CRETACIE

FAUNA MARINĂ

ZONELE PRINCIPALE DE AMONIȚI

MICROFOSILE

		DANIAN	<i>Hercoglosa danica</i>	<i>Globorotalia</i>	Faza laramică
SUPERIOR	MAES- TRICHTIAN CAMP- NIAN SANTO- NIAN CONIACIAN		<i>Pachydiscus neubergicus</i> <i>Hoplitoplacenticeras vari</i> <i>Texanites texanus</i> <i>Gauthiericeras margae</i>	<i>Oligosphaeridium complex</i> <i>Abathomphalus mayaroensis</i> <i>Orbitoides</i> <i>Racemiguembelina fructicosa</i> <i>Globotruncana concavata</i>	
	TURONIAN		<i>Mammites nodosoides</i>	<i>Praeglobotruncana helvetica</i>	
	CENOMA- NIAN		<i>Acanthoceras rothomagensis</i> <i>Mantelliceras mantelli</i>	<i>Shakoina cenomana</i> <i>Orbitolina conoidea</i>	
INFERIOR	ALBIAN		<i>Stoliczkaia dispar</i> <i>Hoplites dentatus</i> <i>Douvilleiceras mammatum</i>	<i>Rotalipora appeninica</i> <i>Ticinella breggiensis</i>	Faza austriacă
	APTIAN		<i>Diodochoceras</i> <i>nodosocostatum</i> <i>Deshayesites deshayesi</i>	<i>Globigerinelloides gottisi</i> <i>Trocholina infragranulata</i> <i>Orbitolina lenticularis</i>	
	BARRE- MIAN		<i>Silesites seranonis</i> <i>Nickesia pulchella</i>	<i>Clavibergella eocretacea</i>	
	HAUTERI- VIAN		<i>Pseudothurmania</i> <i>angulicostata</i> <i>Crioceratites duvali</i> <i>Acanthodiscus radiatus</i>	<i>Dorothia praeauteriviana</i> <i>Haplophragmoides</i> <i>concavus</i>	
	VALANGI- NIAN		<i>Saynoceras verrucosum</i> <i>Necocomites campylotoux</i>	<i>Amphorellina</i> <i>Calpionellites darderi</i>	
	BERRIA- SIAN		<i>Berriasella boissieri</i> <i>Pseudosubplanites grandis</i> <i>Berriasella jacobi</i>	<i>Remaniella cadischiana</i> <i>Tintinopsella carpathica</i>	Faza neokimmerică

Nannoconus colomi

—140 Ma
JURASIC

TITHONIC *Paraulacosphinctes transitorius*

Calpionella

Tabelul VI.11

grupe caracteristice ale Cretacelui

FAUNA MARINĂ		FLORA ȘI FAUNA CONTINENTALĂ
ALTE GRUPE CARACTERISTICE		
Fără amoniți și belemniti		
<i>Echinocorys vulgaris</i> <i>Belemnitella mucronata</i> <i>Micraster coranguinum</i> <i>Micraster cortestudinarium</i>	<i>Actaeonella gigantea</i> <i>Hippurites</i> <i>Cunolites (=Cyclolites) ellipticus</i> <i>Mosasaurus</i>	
<i>Conulus subconicus</i> <i>Inoceramus labiatus</i>		
<i>Pyrga columba</i>		
<i>Neohibolites minimus</i> <i>Turrilites (Mariella) bergeri</i>		
<i>Plicatula placunea</i> <i>Nerinea coquandi</i> <i>Hamulina subcylindrica</i> <i>Sellithyris sella</i> <i>Toxaster retusus</i>	<div>FACIES URGONIAN</div> <i>Toucasia carinata</i> <i>Requienia ammonia</i> <i>Monopleura trilobata</i> <i>Valletia</i>	
<div>FACIES RIAZANIAN</div> <i>Riazanites riazanensis</i>	<div>FACIES WELDIAN</div> <i>Iguanodon bernisartensis</i> <i>Dryophyllum subfalcatum</i> <i>Liriodendron meeki</i> <i>Credneria triacuminata</i> <i>Sequoia ambigua</i> <i>Cycadeoidea marylandica</i>	
<div>FACIES boreal</div>	<div>FACIES continental lacustru deltaic</div>	
VOLGIAN	<i>Virgatites salmastru</i>	PURBECKIAN

toate aceste bazine la sfârșitul Cretacicului, când apele se retrag spre N sau spre regiunea mesogeană.

În bazinele Portugaliei, Aquitaniei, Spaniei de E și N, al Ronului și Provence Cretacicul este de tip sudic. În bazinul Ronului Eocretacicul pelitic cu amoniți din fosa vocontiană, aflat în continuitate cu Jurasicul, trece lateral spre N (Jura) și spre S (Provence) la calcare organogene cu pahiodonte și orbitoline (urgoniene). Cretacicul superior (calcare cu pahiodonte, urmate de depozite continentale cu reptile) se dispune transgresiv peste suprafața carstificată acoperită de bauxite a Eocretacicului. Situații asemănătoare se cunosc în Spania și Baz. aquitanian. În țara noastră Cretacic epicontinental în facies sudic este dezvoltat în Dobrogea de S (calcare urgoniene); Cretacicul superior, transgresiv, cuprinde depozite de cretă ca în bazinele nordice. Tot în facies epicontinental Cretacicul mai este dezvoltat în Bazinul Babadagului, platforma moldovenească și platforma moesică. Faciesuri neritice variate, lipsuri în Cretacicul inferior, transgresiuni în cel superior caracterizează și aceste bazine.

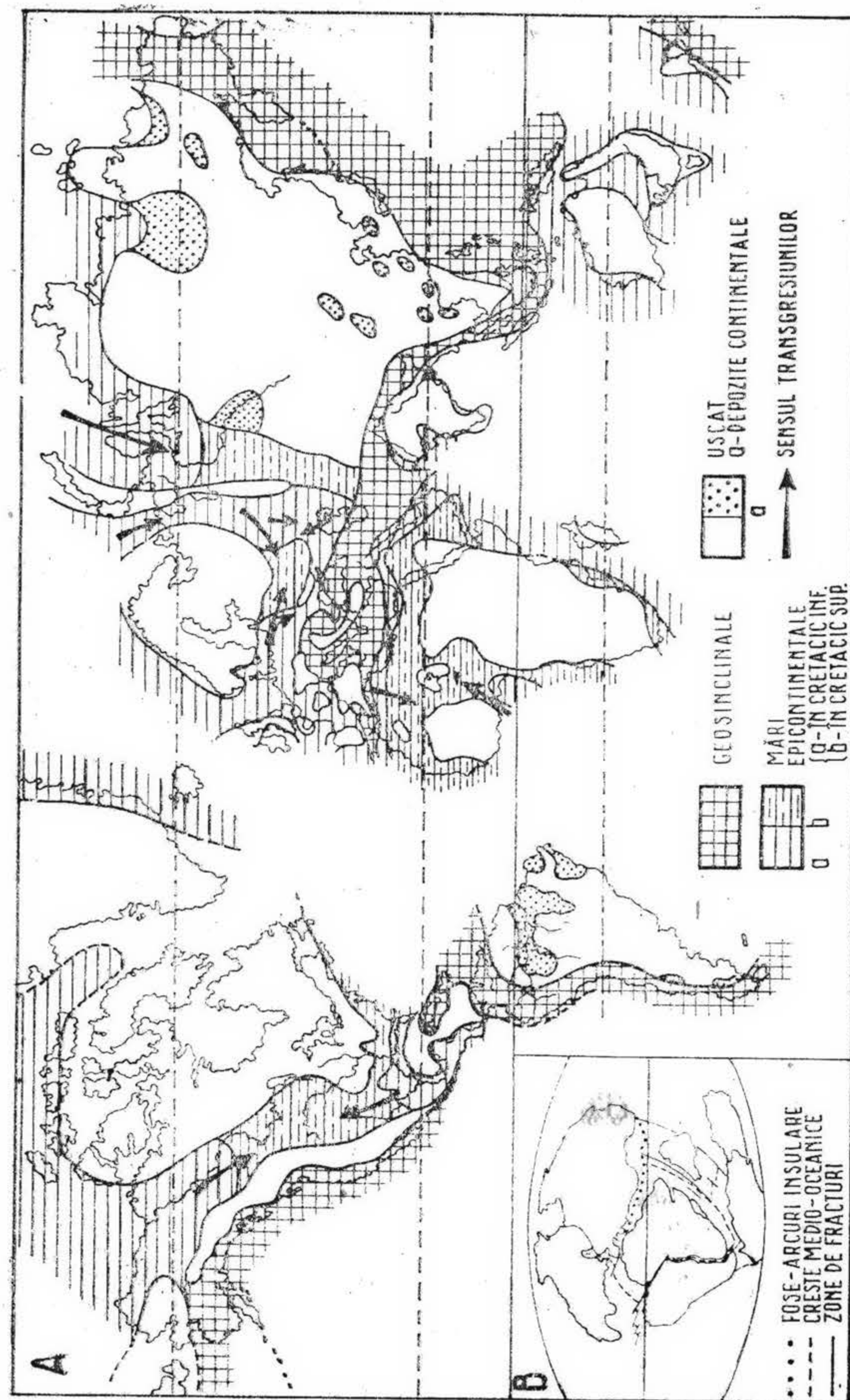
Cretacicul din celelalte continente. În Asia formațiuni de geosinclinal apar în partea de S și E a continentului, flișul se dezvoltă însă mai târziu decât în Europa. Pe platforme se cunosc formațiuni marine cu influențe boreale în N, continentale cu cărbuni sau depozite roșii de climat arid cu reptile și mamifere în S.

În *America de Nord* Cretacicul are facies de geosinclinal în regiunea pacifică; pe coasta atlantică este continental, comparabil cu formațiunea de Weald din Europa. În marginea de V a regiunii centrale, părăsită de ape în Cretacicul superior, se acumulează depozite continental-lacustre foarte groase cu ultimele reptile (formațiunea de *Laramie*).

Pe continentele sudice sedimentare marină se cunoaște pe coasta pacifică a Americii de S, coastele de NV, V și E ale Africii, vestul Madagascarului, centrul și estul Australiei. Cea mai mare parte a continentelor sudice au reprezentat însă în Cretacic zone emerse pe care s-au acumulat depozite detritice continentale cu plante și vertebrate.

Unele considerații paleogeografice. La începutul Mezozoicului masa continentală unică — Pangaea — cuprinde două ansambluri: Laurasia la N și Gondwana la S (pl. XVII). În urmă cu 200 Ma începe dezmembrarea Gondwanei: blocul Australia-Antarctica derivă spre E și India către N, amorșind deschiderea oc. Indian. Tot în Triasic începe schițarea Protoatlanticului de N și distensiunea Mesogeei occidentale cu formarea crustei ofiolitice. Deplasările continuă în Jurasic (pl. XIX); se lărgeste oc. Indian, apare riftul dintre America de S și Africa, (viitorul Atlantic de S), se deschide golful Gasconiei prin rotirea Spaniei către S. Separarea blocurilor amintite este însoțită de vulcanism fisural bazaltic și andezitic. În Cretacic Laurasia este încă unitară (pl. XXI) în schimb tendințele centripete ale Gondwanei se accentuează; în drum spre N, India trece peste un „punct cald” și se încarcă cu bazalte (trapp de Dekan), rămânând încă izolată de Asia; Australia, unită cu Tasmania și Noua Zeelandă, se desprinde de Antarctica.

Mișcările continentelor explică orogenezele din Mezozoic. Deplasarea Americilor spre V determină subducția plăcii pacifice sub continentul american, dând naștere Anzilor (faza andină în Kimmeridgian) și M-ții Sierra Nevada (faza nevadiană în Tithonic). La sfârșitul Cretacicului, în faza laramică, se ridică M-ții Stîncoși. În domeniul alpin european apar încă din Triasic mici discontinuități asociate cu alunecări submarine, emersiuni locale, magmatism. Faza paleokimmerică afectează Europa de E. În Jurasic încep compresiuni legate de migrarea plăcii africane spre N. În Cretacic orogeneza este mult mai intensă (fazele austriacă și laramică); se generalizează flișul, apar primele șariaje, crusta ofiolitică formată în Triasic-Jurasic este consumată prin subducție, se manifestă metamorfismul și magmatismul (granitoide, andezite) de care sînt legate importante zăcămintele de minerale utile. La sfârșitul Cretacicului ridicarea zonei interne a Alpilor și Carpaților era realizată.



PLANȘA XXI. Paleogeografia lumii în cretacic. Poziția continentelor:

A — actual (după R. Brinkmann, Emilia Saulea, C. O. Dumbar și K. M. Waage, J. Aubouin et al., J. Kummel, Ch. Pomerol); B — în Cretacic (=125 Ma) (după T. H. van Andel).

În domeniul epicontinental mișcări epirogenice repetate sînt demonstrate de alternanța faciesurilor continentale cu cele marin-lagunare în Triasic, de transgresiuni în Jurasic — Cretacic. Cea mai amplă și generală transgresiune este cea a Cretacicului superior: în Senonian apele inundă Europa, taie în două America de N și Africa, invadează Australia.

Condițiile climatice din trecut au avut influență deosebită asupra dezvoltării vieții și asupra sedimentării. Climat cald și arid în Triasic cald și mai umed în Jurasic — Cretacic dar cu diferențe între zona boreală și cea mesogeană; evoluția climei este demonstrată de litologie (depozite roșii, cărbuni, calcare organogene), de faune (macroforaminifere, corali, pahiodonte în domeniul mesogen, genuri proprii de amoniți în cel boreal) și de raportul izotopilor oxigenului (^{16}O , ^{18}O) care permite aprecierea cifrică, destul de exactă, a paleotemperaturilor.

Condițiile tectonice și paleogeografice existente în Mezozoic au permis acumularea unor formațiuni ce cuprind substanțe utile de o mare diversitate și bogăție, unele de origine sedimentară, sau stocate în formațiuni sedimentare, altele legate exclusiv de fenomenele magmatice sau metamorfice.

3.3. ERA CAINOZOICĂ (CAINOS = RECENT) = NEOZOICA

Este cea mai scurtă eră geologică (circa 67 Ma, ceea ce reprezintă 1/3 din era Mezozoică, 1/5 din era Paleozoică). Separarea celor trei sisteme: *Paleogen* = Numulitic (circa 42 Ma), *Neogen* (circa 23 Ma) și *Cuaternar* (circa 2 Ma), precum și a epocilor, se face după caracteristicile evolutive ale faunei, florei și succesiunea evenimentelor geologice majore care le însoțesc. Terminologia etajelor este foarte diferită de la o regiune la alta, dovadă marea diversitate a condițiilor de viață și de sedimentare.

Limita inferioară a Neozoicului a fost discutată în funcție de poziția etajului Danian, etaj care numai în ultimii ani a fost mai ferm atribuit Neozoicului, pe baza evoluției foraminiferelor planctonice. Limita superioară corespunde etapei actuale, fără a permite să se prevadă sensul evoluției și momentul cînd va începe o nouă eră.

Evenimentele tectono-magmatice și modificarea dinamicii apelor au activat eroziunea și depunerea sedimentelor (circa 30 km grosime de nisipuri-argile în Neozoic (67 Ma) față de 35 km în Mezozoic (180 Ma) și au creat condiții de depunere a rocilor carbonatate, în special pe platformele stabile.

3.3.1. PERIOADA PALEOGENĂ (—67—23,5 MA)

Caracterele vechi ale faunei și florei l-au determinat pe Naumann (1866) să separe prima și cea mai lungă perioadă (42 Ma) a Neozoicului sub numele de Paleogen. Abundența Numuliților, în special în Europa și Africa de Nord, i-a adus cea de a doua denumire *Numulitic* (d'Archiac Renevier, 1896).

Caractere paleontologice. Pe continent, după dispariția bruscă a reptilelor specializate, perioada paleogenă se individualizează prin marea dezvoltare a mamiferelor placentare, unele căpătînd aspecte bizare și talii gigantice și dispărînd pe parcurs, altele evoluînd

către fauna actuală. Pe seama lor se face biozonarea depozitelor continentale și paralelizarea depozitelor de faciesuri diferite, aflate la distanțe mari. Reprezentanții primitivi ai ordinelor și familiilor de mamifere actuale au talii mici și caractere colective: Creodonte (*Oxyaena*, *Hyacodon*), Condylarthre (*Phenacodus*), Equidae (*Hyracotherium*, *Orohippus*, *Meshippus*), Tapiridae (*Lophyodon*), Anthracotheridae (*Anthracotherium*), Primate (*Lemurieni*, *Catarrhini*), Proboscidiieni (*Moeritherium*, *Palaeomastodon*) (pl. XXII). Alte mamifere, reprezentînd linii de dezvoltare paralelă, au caractere proprii, talii gigantice dispărînd la sfîrșitul Paleogenului (*Calicotheride*, *Titanotheride*, *Amblypode*); acum se întîlnesc și primele mamifere adaptate la mediul acvatic (*Sirenidae*, *Cetaceae*).

Flora continentală, dominată de angiosperme (hrana esențială a mamiferelor erbivore), împreună cu gimnospermele alcătuiau provincii fluoristice, contribuind la formarea unor importante zăcămintele de cărbuni. Provincia temperată localizată mai la nord decît astăzi (nordul Europei, Asiei, Americii de Nord) era alcătuită din Angiosperme cu frunze căzătoare (*Alnus*, *Betula*, *Fagus*, *Quercus*, *Populus*, *Salix*, *Magnolia*) și unele gimnosperme (*Pinus*, *Picea*, *Tissa*); la sud de paralela 50° lat. N. se individualizează provincia subtropicală, cu vegetație luxuriantă alcătuită din angiosperme monocotyledonate (palmieri-*Sabalites*), dicotiledonate (*Laurus*, *Ficus*, *Cinnamomum*, *Vitis*) și unele gimnosperme (*Taxodium*, *Sequoia*) asociație întîlnită și la noi în țară (pl. XXII).

În domeniul marin, perturbările biologice provocate de răcirea apelor, ca urmare a legăturii Atlanticului cu Oceanul Înghețat de Nord, precum și de unele cauze cosmice, au ca efect imediat schimbarea conținutului planctonului (dispar *Globotruncanele* care au caracterizat Cretacicul și apar *Globorotaliile*, *Globigerinele*). Din aceleași cauze dispar moluștele pelagice (belemniti, amoniți). Moluștele bentonice (Lamelibranchiate, Gastropode) deși dominante (circa 60%) sînt mai puțin utilizate în biozonări, rolul de fosile index revenind macroforaminiferelor (*Numuliti*, *Alveoline* — în Paleogen; *Orthophrogrmine*, *Assiline* — în Eocen; *Lepidocycline* — în Oligocen), nanoplanctonului, micromamiferelor (dinți de Insectivore, Rozătoare). La alcătuirea calcarelor organogene un rol principal revine Hexacoralilor, Bryozoarelor, Echinodermelor, Crinoideelor, Brachiopodelor. O mare dezvoltare au Peștii selacieni (*Lamna*, *Charcharodon*) și teleosteenii (*Clupaea*, *Scomber*) (pl. XXII).

Bogăția micro și macrofaunei și florei marine explică frecvența rocilor sursă de petrol (sisturi disodilice) din cadrul depozitelor paleogene.

În ansamblu, viața în Paleogen, diferită de cea cretacică, reprezintă germenii vieții actuale.

Deimitare și subdiviziuni. Paleontologic, limita inferioară a Paleogenului corespunde unui important prag biologic, dispărînd majoritatea grupelor de organisme care au caracterizat Cretacicul și producîndu-se primele radiații adaptative în dezvoltarea faunei și florei de tip nou (Neozoic).

În special organismele planctonice, în zonele cu continuitate de sedimentare, permit separarea Danianului față de Maestrician, dar și separarea epocilor și etajelor paleogene. În zonele de țărm, transgresiunea dano-monțiană conține o faună bentonică de tip neozoic (*Cerithium inopinatum*, *Turritella montesis*). Studiate separat în bazine de tip nordic (Germania) de tip sudic (Aquitania, Mesogea), dar mai ales în Bazinul Parisului cu caracter intermediar, separarea etajelor și denumirea lor s-a făcut după criterii diferite, avînd conținut și denumiri diferite (tabelul VI. 12).

Limita superioară a Paleogenului ridică numeroase probleme legate de variația de facies și conținutul faunistic; ea a fost stabilită în Bazinul Mediteranean pe seama foraminiferelor planctonice (*Cyclamina carpathica*, *Candorbulina univers*) și a caracterului transgresiv al etajului Aquitanian.

Răspindirea depozitelor. Retragerea continuă a apelor către limitele actuale ale bazinelor oceanice și marine face ca răspindirea depozitelor paleogene în facies marin să fie din ce în ce mai restrinsă și dependentă de evoluția bazinelor oceanice adiacente, bazine tinere (Marea Roșie), mature (Oceanele Atlantic, Indian, Pacific) sau îmbătrânite (Tethys = Mediterana). Latitudinea va da caracterul climatic, iar evoluția tectonică le va imprima caracterul structural. Se conturează astfel bazine epicontinentale de climat rece, temperat sau cald și bazine cu evoluție *geosinclinală*. Pentru simplificare vom urmări numai situațiile clasice din Europa.

Paleogenul în *facies epicontinental* este cunoscut în bazine de tip nordic (cu influențe boreale) cum sînt: Bazinele Germaniei de Nord, Thuringiei, Saxoniei, Londonez, bazine cu caractere intermediare (Bazinul Parisului) și bazine de tip sudic (Bazinele Aquitaniei, Iberic, Vicentin, Dalmatiei, Pannonic, Transilvan, Rusc, Depresiunea Bîrlad, Dobrogea de Sud—Varna, Africii de Nord (pl. XXIII, XXIV).

Bazine de tip nordic. Bazinul Germaniei de Nord (inclusiv Danemarca) are dezvoltarea cea mai completă. Sedimentarea marină se continuă neîntrerupt de la Cretacic la Paleogen, fiind reprezentată prin argile și marne glauconitice, diatomite, tufite, depuse în apele ce înaintau.

PLANȘA XXII. Flora și fauna în Paleogen

Flora: Gymnospermyta, Coniferales (54), (56); Angiospermyta: Monocotyledonata (46); Dicotyledonata (41)

Fauna: Foraminiferida (1—3, 10—14, 30—32); Celenterata, Hexacoralia (25, 26, 42); Lameibranchiata (4, 5, 18, 20—23, 35, 40, 41); Gastropoda (6—8, 15—17, 33, 33, 36, 38, 39); Cephalopoda, Nautiloidea (9); Echinodermata, Echinoida (34); Pisces, Selacieni (28, 29); Teleostei (3); Mammalia, Sirenida (27); Condylarthra (45); Proboscidea (44, 52); Amblypoda (51); Marsupiales (55); Perissodactyle, Tapiroidae (48); Equidae (47, 53).

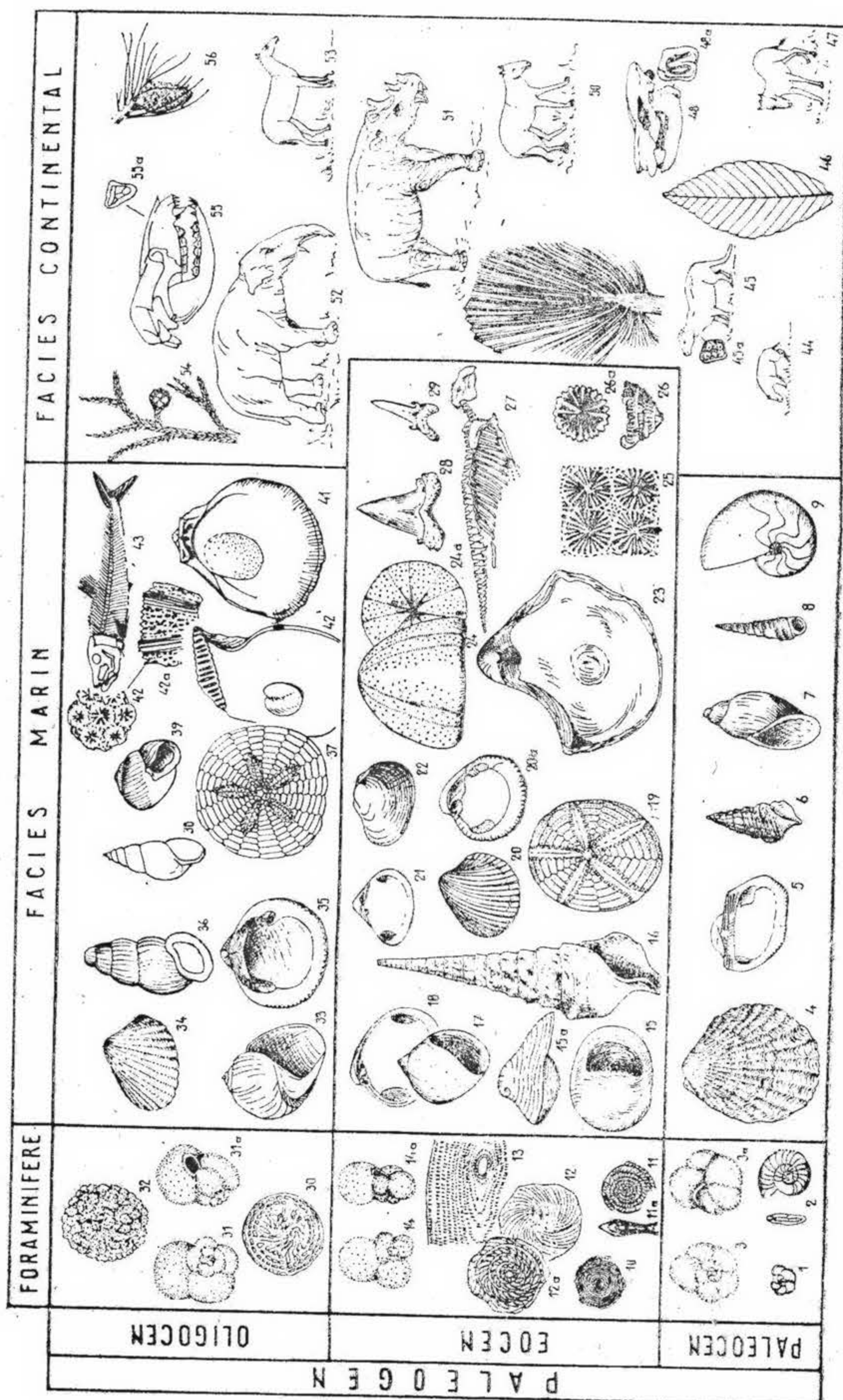
Paleocen: 1 — *Globorotalia velascensis* (Cush.); 2 — *Nummulites frasi* La Harpe; 3 — *Globigerina eogubina* Luterb et Silva; 4 — *Ostrea bellociana* Lamarck; 5 — *Cuculea crassatina* Lamarck; 6 — *Cerithium inopinatum* Deshayes; 7 — *Physa gigantea* Michaud; 8 — *Turritella compta*; 9 — *Hercoglossa danica*

Eocen: 10 — *Nummulites perforatus* Montfort; 11 — *Assilina spira* Sowerby; 12 — *Nummulites distans* Deshayes; 13 — *Alveolina elongata* Orbigny; 14 — *Globigerina inaequispira* Subbot.; 15 — *Velates schmideli* Chemnitz; 16 — *Campanile giganteum* (Lamarck); 17 — *Ampulina intermedia*; 18 — *Cyrena gravesi*; 19 — *Echinolampas* sp.; 20 — *Venericardia planicosta* (Lamarck); 21 — *Corbula galica* Lamarck; 22 — *Pholadomya ludensis* Deshayes; 23 — *Gryphaea esterhazyi* Pavay; 24 — *Conoclypeus conoideus* (Leske); 25 — *Goniopora websteri* (Milne Edwards et Haime); 26 — *Trochocyathus uber* Vaughan et Popenoe; 27 — *Halitherium* sp.; 28 — *Carcharodon* sp.; 29 — *Lamna* sp.

Oligocen: 30 — *Nummulites fichteli* Michalati; 31 — *Globigerina ampliapertura* Boli; 32 — *Miogypsina panamensis* Cush.; 33 — *Ampulina (Megatylotus) crassatina* (Lamarck); 34 — *Cardium stampense*; 35 — *Pectunculus (Glycymeris) obovatus* Lamarck; 36 — *Nystia duchasteli* (Nyst); 37 — *Scutella* sp.; 38 — *Hydrobia dubnison* Buillet; 39 — *Helix ramondi* Brogniart; 40 — *Isognomon soldani* (Deshayes); 41 — *Spondylus rarispina* Deshayes; 42 — *Astreopora anglica* — (Duncan); 43 — *Clupea longimana* Agassiz,

Viața continentală:

44 — *Moeritherium* sp.; 45 — *Phenacodus* sp.; 46 — *Fagus antipolii* Heer; 47 — 48 *Eohippus* (= *Hyracotherium*) sp.; 49 — *Sabalites major* Unger; 50 — *Orohippus* sp.; 51 — *Dinoceros (Uinkatherium)* sp.; 52 — *Paleomastodon* sp.; 53 — *Mezohippus* sp.; 54 — *Sequoia coultsiae* (Heer); 55 — *Didelphys* sp.; 56 — *Pinus* sp.



Microfauna, macrofauna și				
PALEOGEN	Bazinele parizian și germanic		TETHYS	
	Epoci MIOCEN	Etaje AQUITANIAN	Etaje	MICROFAUNA
23,4 24 Ma	OLIGOCEN	CHATTIAN CHATTIAN (KASSELIAN)	CHATTIAN	<i>Miogypsina panamensis</i>
		STAMPIAN RUPELIAN	RUPELIAN	<i>Globigerina ampliapertura</i>
		Facies Sannoisian LATTORFIAN	LATTORFIAN	<i>Nummulites fichteli</i>
PALEOGEN	EOCEN	BARTONIAN	PRIABONIAN	<i>Globigerina inaequispira</i> <i>Alveolina elongata</i>
		LUTE-TIAN { superior = BIA- mediu RIZIAN inferior	LUTETIAN	<i>Assilina spira</i> <i>Nummulites distans</i>
		CUISIAN	CUISIAN	<i>Nummulites perforatus</i>
PALEOGEN	PALEOCEN	YPRESIAN		
		SPARNACIAN	ILERDIAN	<i>Nummulites fraasi</i>
		THANETIAN	THANETIAN	<i>Globigerina eugubina</i>
97 Ma		DANO-MONTIAN	DANO-MONTIAN	<i>Globorotalia velascensis</i>
CRETACIC		MAASTRICHTIAN		

Fauna este identică celei întâlnită în sud-estul Mării Nordului prin foraje. În afara ariei de răspindire a acestui golf, sedimentarea în celelalte bazine nordice este predominant continentală: Paleocenul continental grupează produsele de denudare ale lanțurilor hercinice și caledonice; Eocenul (marin în bazinul londonez) conține cărbuni bruni, exploatabili în Thuringia și Saxonia, cu mamifere tipice (*Lophiodon*); la sfârșitul Eocenului pătrund apele sudice, calde, cu *Nummulites germanicus*; în Oligocen, apele Bazinului Mării Nordului se extind spre est, realizând pentru ultima dată legătura dintre Marea Nordului și Bazinul rusesc.

Bazinul Parisului are caracter de tranziție între bazinele de tip nordic și bazinele de tip sudic. Alimentat în Paleocen de apele Oceanului Atlantic, prin partea sud-vestică a Mării Mincii (Normandia), are ape de mică adâncime, favorabile dezvoltării organismelor bentonice. Eocenul inferior a însemnat o lărgire continuă a bazinului și depunerea unor importante sedimente nisipoase-calcaroase (calcar grosier inferior din care sînt construite Notre Dame și Sorbona). Acum apar în bazinul Parisului și primele macroforaminifere

Tabelul VI.12

Flora Palogenului

MACROFAUNA	FLORA ȘI FAUNA CONTINENTALĂ	Faze de orogeneză: transgresiuni sau regresii
<i>Helix ramondi</i> , <i>Hydrobia dubnisoni</i> , <i>Clupea longimana</i> <i>Astreopora angelica</i> , <i>Spondylus rarispina</i> , <i>Izogonomon soldani</i> <i>Nystia duchasteli</i> , <i>Scutella</i> sp., <i>Pectunculus (Glycimeris) obovatus</i> <i>Cardium stampense</i> <i>Ampulina (Megatylotus) crassatina</i>	<i>Pinus</i> sp. <i>Didelphys</i> sp. <i>Mesohippus</i> sp. <i>Sequoia coultsiae</i>	~~~~ F. helvetică
<i>Lamna</i> sp., <i>Charcharodon</i> sp., <i>Halitherium</i> sp., <i>Trochocyclus uber</i> <i>Goniopora welosteri</i> <i>Conoclypeus conoideus</i> , <i>Echinolampas</i> , <i>Gryphaea esterhasyi</i> , <i>Pholadomya ludensis</i> , <i>Corbula galica</i> , <i>Venericardia planicosta</i> , <i>Cyrena gravesi</i> , <i>Ampulina intermedia</i> , <i>Campanile giganteus</i> , <i>Velates schmideli</i>	<i>Dinoceros (Uinthaltherium)</i> <i>Lophyodon</i> sp. <i>Paleomastodon</i> sp. <i>Orohippus</i> sp. <i>Sabbalites</i> sp.	~~~~ F. pireneană, tardivă
<i>Ostrae bellovacina</i> <i>Cacullea crassatina</i> <i>Physa gigantea</i> <i>Turritella compta</i> <i>Cerithium inopinatum</i> <i>Hercoglossa danica</i>	<i>Eohippus</i> sp. <i>Phenacodus</i> sp. <i>Moeritherium</i> sp. <i>Fagus anttipolii</i>	~~~~ F. pireneană
		~~~~ F. laramieă

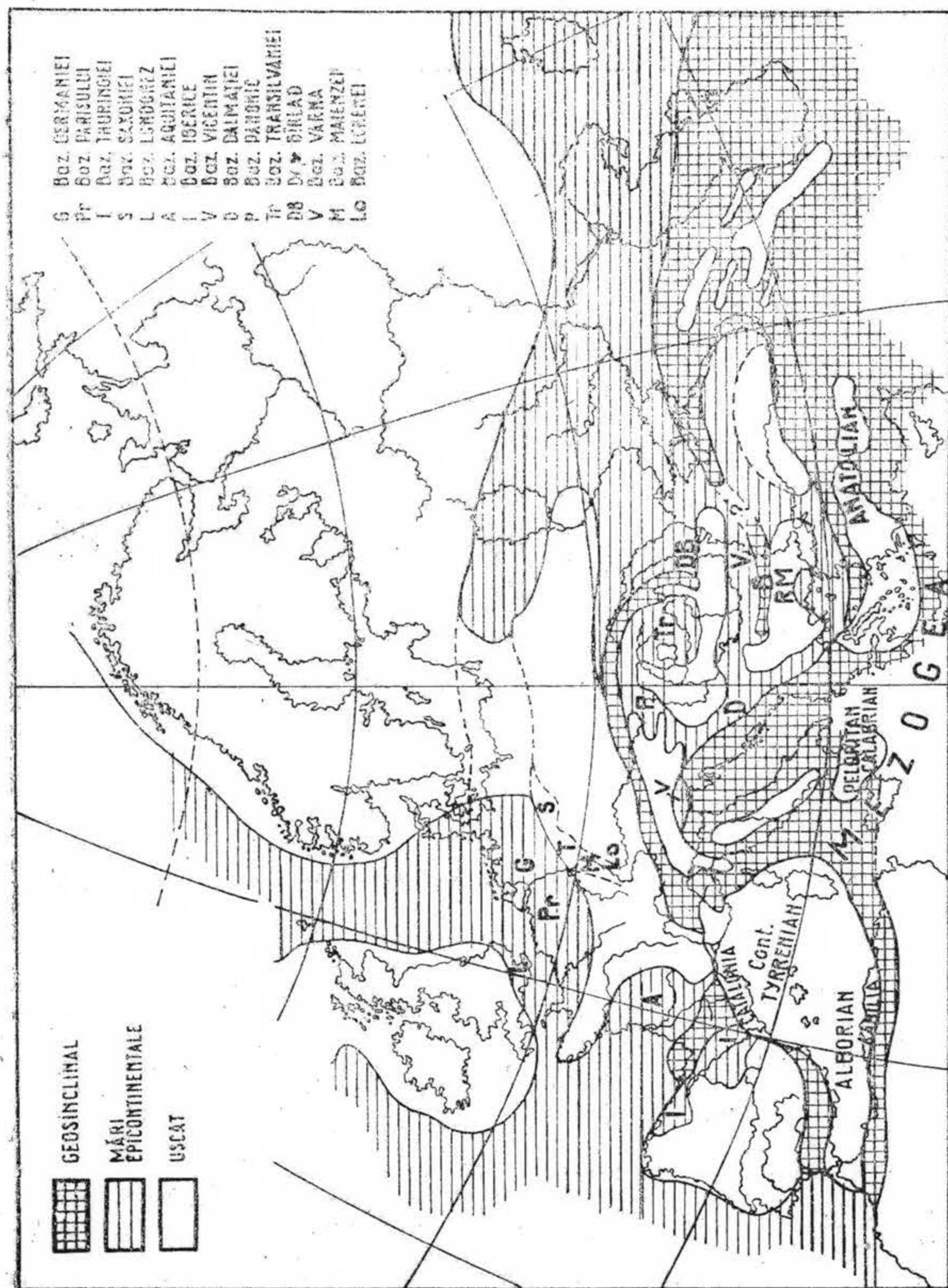
paleogene (*Nummulites laevigatus*, *N. variolarius*, *Orbitolites complanatus*). În Eocenul superior (Bartonian), bazinul Parisului se restrânge, lăsînd numeroase lagune și lacuri în care se depun nisipuri sau gipsuri (gipsurile de la Montmartre cu vestitele resturi de mamifere primitive — *Didelphis*, *Paleotherium* — care au stat la baza studiilor de anatomie comparată ale lui Cuvier); la periferia bazinului se depun stive groase de sedimente de apă dulce. La începutul Oligocenului s-a produs ultima incursiune marină în centrul bazinului Parisului.

O evoluție asemănătoare are bazinul Pannonic și bazinul Transilvaniei.

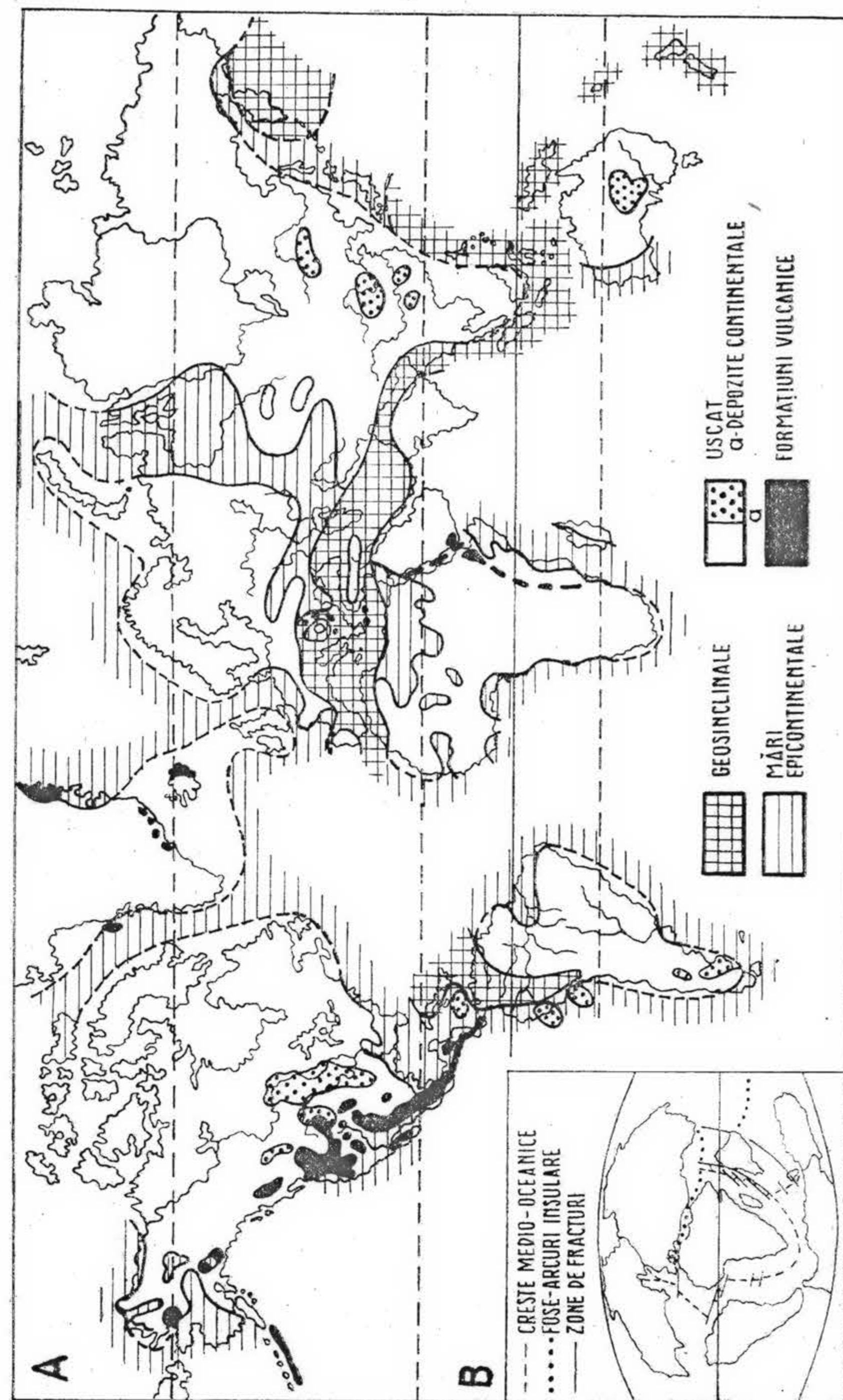
Bazine epicontinentale de tip sudic (Bazinul Aquitaniei, bazinele peninsulei Iberice, bazinele Africii de Nord, Vicentin, Pannonic, Rusiei de Sud) sînt caracterizate prin bogăția macroforaminiferelor.

Bazinul Aquitaniei, dependent în general de Oceanul Atlantic, cuprinde un sector nordic (aquitan, 600 m grosimea sedimentelor), cu caracter epicontinental și un sector





PLANȘA XXIII Paleogeografia Europei în Paleogen (după Kummel, Harrington, Pomerol-simplificat).


 PLANȘA XXIV. Paleogeografia lumii în Paleogen. Poziția continentelor:  
 A — actuală (după Kummel, Harrington-simplificat); B — în Paleogen (după T. H. van Andel).



sudic, prepirenean (1500 m grosime sedimente cu caracter flișoid), separate între ele printr-o mare linie de flexură care se prelungește și azi în Atlantic (linia celtaquitana).

**Domeniul mesogean** are o evoluție foarte complexă în Paleogen, fiind alcătuit din mări cu caracter neritic (bazinele Veronez, Vicentin, Pannonic, Transilvaniei, Moldovei, Ucrainei, Crimeei, Libiei), majoritatea bogate în bitumine și piatră de construcții — (calcarele cu numuliți utilizate la construirea piramidelor) și șanțuri adânci geosinclinale, care mărginesc cordilierele emerse, alungite, faliat, deversate, cu aspect de arhipelaguri. Cordilierele expuse eroziunii procurau materialul terigen acumulat în fose ca stive groase de nisipuri și argile transformate prin diagenză în gresii și sisturi argiloase cu ritmicitate de depunere specifice facisului de fliș în Paleogen și de molasă marină, lagunară sau continentală în Neogen, ambele bogate în zăcămintele de hidrocarburi, evaporite, cărbuni.

Mișcările orogenice, foarte active, au provocat repetate transgresiuni și regresii în mările marginale, dar mai ales ridicarea de noi sectoare de lanțuri muntoase în partea internă a foselor (Pirinei la începutul Eocenului, Alpii occidentali la sfârșitul Eocenului — începutul Oligocenului), Alpii orientali, Apenini, Dinarici, Pind, Carpați, Balcani, Caucaz în diverse etape ale Neogenului (pl. XXIV), cu fenomene de șariaj și metamorfism local. Paralel, se individualizează fose molasice, cu caracter lagunar marin, susceptibile de depuneri bituminoase, evaporitice sau acumulări de cărbuni.

### 3.3.2. PERIOADA NEOGENĂ (—23,5—1,9 MA)

Denumirea de Neogen, introdusă de M. H o e r n e s (1853), subliniază caracterul nou al faunei și florei, asemănătoare cu cele actuale.

**Caractere paleontologice.** Atât fosilele continentale cât și cele marine dovedesc că prin selecții naturale repetate, viața a intrat într-o nouă etapă de dezvoltare în care apar majoritatea genurilor din viața actuală.

Pe continent, specifică este tendința de gigantism a majorității reprezentanților neogeni ai ordinelor și familiilor de mamifere care își începuseră evoluția în Paleogen. Genurile noi, între care *Mastodon* (*Trilophodon*), *Mastodon* (*Anancus*), *Deinotherium* între Proboscidiieni, *Merihippus*, *Plihippus*, *Hipparium* între Equidae, *Anthracotherium* între Suidae, *Camelus* între Camelidae etc. permit biozonări, reconstituiri de facisuri și paleogeografice, paralelizări la distanțe mari ale depozitelor neogene (pl. XXV).

Flora neogenă arată o răcire a climatului, astfel încât în Miocenul superior provinciile fluoristice se retrag spre sud, ocupând treptat amplasamentele actuale ale zonelor climatice și anunțând răcirea climatului din Cuaternar.

În **domeniul marin**, fauna se apropie mai mult de cea actuală. Foraminiferele planctonice — Globigerinidele (*Globigerinoides*, *Globigerina*, *Orbulina*) și Lagenidele (*Lagena*, *Nodosaria*, *Dentalina*) — permit biozonări de mare detaliu, alături de radiolari (*Caenospira*, *Rhopalodictyum*), diatomee, ostracode, nanoplancton etc. În Pliocen, locul foraminiferelor este luat (în bazinele pe cale de îndulcire) de Ostracode (*Pontoniella*, *Candona*, *Cytherisa*). Diversificarea paleogeografică duce la selecționarea moluștelor (lamelibranhiatele și gasteropodele) în funcție de adâncime, natura substratului, salinitatea, temperatura apelor, având astfel o foarte mare importanță paleogeografică. O asociație tipică marină (35 % săruri) cuprinde genurile: *Fusus*, *Turritella*, *Conus*, *Murex*, *Natica* etc. dintre gasteropode; *Venus Arca*, *Lucina*, *Cardita*, *Pecten*, *Pectunculus* (*Clycimeris*) etc. dintre lamelibranhiate; caracterul marin este accentuat de prezența organismelor stenohaline: hexacorali (*Heliastrea*, *Acanthocyathus*, *Flabellum*), echinide (*Scutella*, *Clypeaster*), brachiopode, bryozoare. O asociație salmastră se compune din organisme eurihaline, selecționate după conținutul în săruri al apelor; dintre gasteropode *Cerithium*, *Buccinum*,

*Trochus*, dintre lamelibranhiate *Macra*, *Tapes*, *Ervillia*, *Dosinia* precum și unele bryozoare, viermi, foraminifere, ostracode. Dacă salinitatea este mai scăzută (sub 15‰), apar *Valenciennius*, *Orygoceras*, *Melanopsis*, *Theodoxus*, *Viviparus* (gasteropode), *Congerina*, *Limnocardium*, *Pachydaena*, *Prosodacna*, *Paradacna* (lamelibranhiate), foraminiferele dispar, locul lor fiind luat de ostracode. În lacurile cu apă dulce *Viviparus* (*Paludina*), *Lymnaeus*, *Planorbis* (gasteropode), Unionidele (*Pristinunio*, *Cuneopsides*, *Rhytia* etc.), dintre lamelibranhiate, reprezintă moluștele cele mai importante care mai dăinuiesc.

**Delimitare și subdiviziuni.** Studiat în bazine cu evoluție diferită: marine (vestul Europei), marine cu episoade salmastre sau evaporitice (Mediterranean = Tethys), marine apoi salmastre și în final dulcicole (Paratethysul), precum și la latitudini diferite — holarctice, temperate, tropicale — criteriile de delimitare și biozonare de amănunt au fost diferite. Studiile recente asupra foraminiferelor din foraje plasate în centrul bazinelor marine (fără variații de facies și de salinitate), ca și din foraje din bazinele Oceanului Atlantic, au permis stabilirea unei scări stratigrafice standard la care să se refere subdiviziunile stabilite în toate celelalte regiuni nonmarine. Această scară, în afara reperelor paleontologice, cuprinde repere paleomagnetice și vârstele absolute. Limita inferioară (aparitia faunei noi = 23,5—24 Ma) și superioară (răcirea climatică = 1,9—2 Ma), separarea seriilor și etapelor s-a făcut cu ajutorul foraminiferelor. Mamiferele permit paralelizări între bazine îndepărtate și cu condiții de sedimentare fizico-chimice — diferite. Întrucât nu toate bazinele cu condiții locale de sedimentare au putut fi paralelizate cu scara stratigrafică standard, se utilizează încă denumiri locale (tabelul VI. 13).

**Răspândirea depozitelor neogene în Europa.** Zonele de sedimentare din Paleogen se mențin, având extindere din ce în ce mai mică. Apele bazinului Nordic, în Miocen, se retrag mult spre nord, iar în Pliocen acopereau numai nordul Belgiei și sud-estul Angliei, depunând nisipuri litorale foarte fosilifere (craguri), cu faună marină de climat rece. Bazinele Parisului și Aquitaniei erau aproape complet exondate, apele inundând numai zonele periarmorecane și N. Pirineilor unde se depun falune mio-pliocene.

**Domeniul mesogean** (Tethysul) este restrins aproximativ la actualele limite ale Mediteranei. Apele transgredau sau se retrăgeau temporar peste nordul Africii, SE Spaniei, coasta estică a Italiei, nordul Siciliei, SE Greciei, lăsând depozite epicontinentale în facies de țărni. Evoluția Tethysului a fost diferită în cele două sectoare E și V. În estul Mediteranei (Tethysului), la limita Miocen-Pliocen a avut loc o retragere a apelor, determinând exondări locale, condiții euxinice (în zona Egee) sau condiții de depunere a evaporitelor (în timpul Messinianului). Mediterana, prin cele două strâmtoare (nord betică și sud rifană), primea continuu ape din Oceanul Atlantic; sedimentarea marină dăinuiește în tot timpul Neogenului, cucerind teritorii noi față de Paleogen (continentul Tyrenian este inundat). Marnele cu Pteropode și Foraminifere din zonele de larg, faciesurile nisipoase, algale, foarte organogene din zonele de țărni, au permis biozonări de amănunt și denumiri locale.

În urmă cu 24 Ma (începutul Neogenului), în Europa centrală și orientală se individualizează Paratethysul (fig. VI. 8), domeniu marin cu legături strânse cu Tethysul. El se întindea de la Viena până la lacul Aral. Lanțurile muntoase Dinarice, Balcani, Helenidele, Tauridele, Pontidele, izolau Paratethysul de Tethys, iar Alpii orientali, Carpații, Dobrogea de N., Crimeea, Caucaz, separau între ele bazine (Pannonic, Dacic, Pontic, Aralo-Caspic) cu legături largi în timpul Miocenului, izolate sau cu legături restrinse temporale, în timpul Pliocenului. Lacul Balaton, Marea Neagră, Marea Caspică, lacul Aral sînt resturi ale acestor bazine. După regimul tectonic se pot deosebi avantfose cu acumulări de molase marine (Egerian, Eggenburgian), molase cu evaporite (Carpatian), molase salmastre adesea cu cărbuni (Sarmatin), molase salmastro-dulcicole cu cărbuni (Pliocen), toate avînd înmagazinate importante zăcămintele de petrol în rocile poroase pe care le conțin. Dezvoltarea cea mai completă o au în avantfosa Carpatică de pe teritoriul țării noastre, depozitele fiind foarte tectonizate.



## PLANȘA XXV. Flora și fauna în Neogen

## Flora Angiospermophyta, Dicotyledonata (89-93).

**Fauna:** Foraminiferida: (1-5, 25-27, 39); Radiolaria (7); Ostracoda (42-47); Celenterata, Hexacoralia (24); Bryozoa (41); Lamellibranchiata (9-14, 21, 28-32, 36, 37, 48-50, 61-63, 65-73, 76-83, 85); Gastropoda (6, 8, 15-20, 23, 33-35, 38, 40, 51, 52, 59, 60, 74, 75, 84, 86, 88); Mammalia, Proboscidea (97-99); Carnivora, Fissipeda (103); Perissodactyla, Equidae (94-96); Primates, Anthropoidea (100-102).

**Miocen marin:** 1 - *Myogypsina deharti cuplaeformis* Drooger; 2 - *Cyclamina carpathica* Cicha et Zapetal; 3 - *Candorbulina universa* Jedlitschka; 4 - *Bolivina dilatata* Rss.; 5 - *Dentalina badenensis* d'Orb.; 6 - *Limacina koeneni* Kittl.; 7 - *Ropalastrum irvinensis* Campb.; 8 - *Fusus burdigalensis* Bast.; 9 - *Chlamys solarium* Lamarck; 10 - *Megacardita jouanneti* Bast.; 11 - *Anadara diluvii* Lamarck; 12 - *Venus multilamella* Lamarck; 13 - *Chlamys elegans* Andr.; 14 - *Glycimeris pilosus* Desh.; 15 - *Conus ponderosus* Brocc.; 16 - *Phalium (Semicassis) miolaeviga* (Sacco); 17 - *Turtirella turris*; 18 - *Pleurotoma catapyracta* Brocchi; 19 - *Murex* sp.; 20 - *Natica* sp.; 21 - *Ostrea crassissima* Lam.; 22 - *Clypeaster altsecotatus* Mich.; 23 - *Vermetus* sp.; 24 - *Helicostrea* sp.

**Miocen salmastru:** 25 - *Elphidium regina* (d'Orb.); 26 - *Cibicides lobatulus* (Walk et Kacob); 27 - *Quinqueloculina akneriana* d'Orb.; 28 - *Ervilia disita podolica* Eich.; 29 - *Cerastoderma latesulcum* Münster; 30 - *Cerastoderma lithopodolicum* Dub.; 31 - *Cardium fittoni* d'Orb.; 32 - *Tapes gregarius* Toulou; 33 - *Ocenebra sublavata* (Basterot); 34 - *Mohrensternia inflata* Andrejowki; 35 - *Pirenella myralis* Eichwald; 36 - *Macra fabreana* d'Orb.; 37 - *Macra bulgarica* Toulou; 38 - *Trochus sarmaticus* Eichwald; 39 - *Nubecularia novorossica* (Karrer et Sinzov); 40 - *Barbotella hoernesii* Barbot; 41 - *Schizoporella montifera* (Ulrich et Basseerl).

**Pliocen:** 42 - *Xestoleberis mariposa* Stanceva; 43 - *Bakunela dorsoarcuata* Pokorni; 44 - *Loxoxoncha ex. gr. rombovalis*; 45 - *Scottia bonéi* Pokorni; 46 - *Darwinula stevensoni*; 47 - *Ilyocypris gibba*.

**Meotian:** 48 - *Congeria* sp. (necarenată); 49 - *Congeria neumayri* Andr.; 50 - *Pailunio subrecurvus* Teisseyre; 51 - *Theodoxus stefănescu* (Fontannes); 52 - *Hydrobia vitrela* Stef.; 53 - *Dosinia maeotica* Andr.; 54 - *Congeria novorossica* Sinzov.

**Panonian:** 55 - *Congeria ornithopsis* Brusina; 56 - *Congeria szigmondi* Halavats; 57 - *Congeria partschi* Czizek; 58 - *Congeria subglobosa* Partschi; 59 - *Orygoceras fuschi* Kittl.; 60 - *Melanopsis fossilis* Martin; 61 - *Limnocardium conjungens* (Partschi).

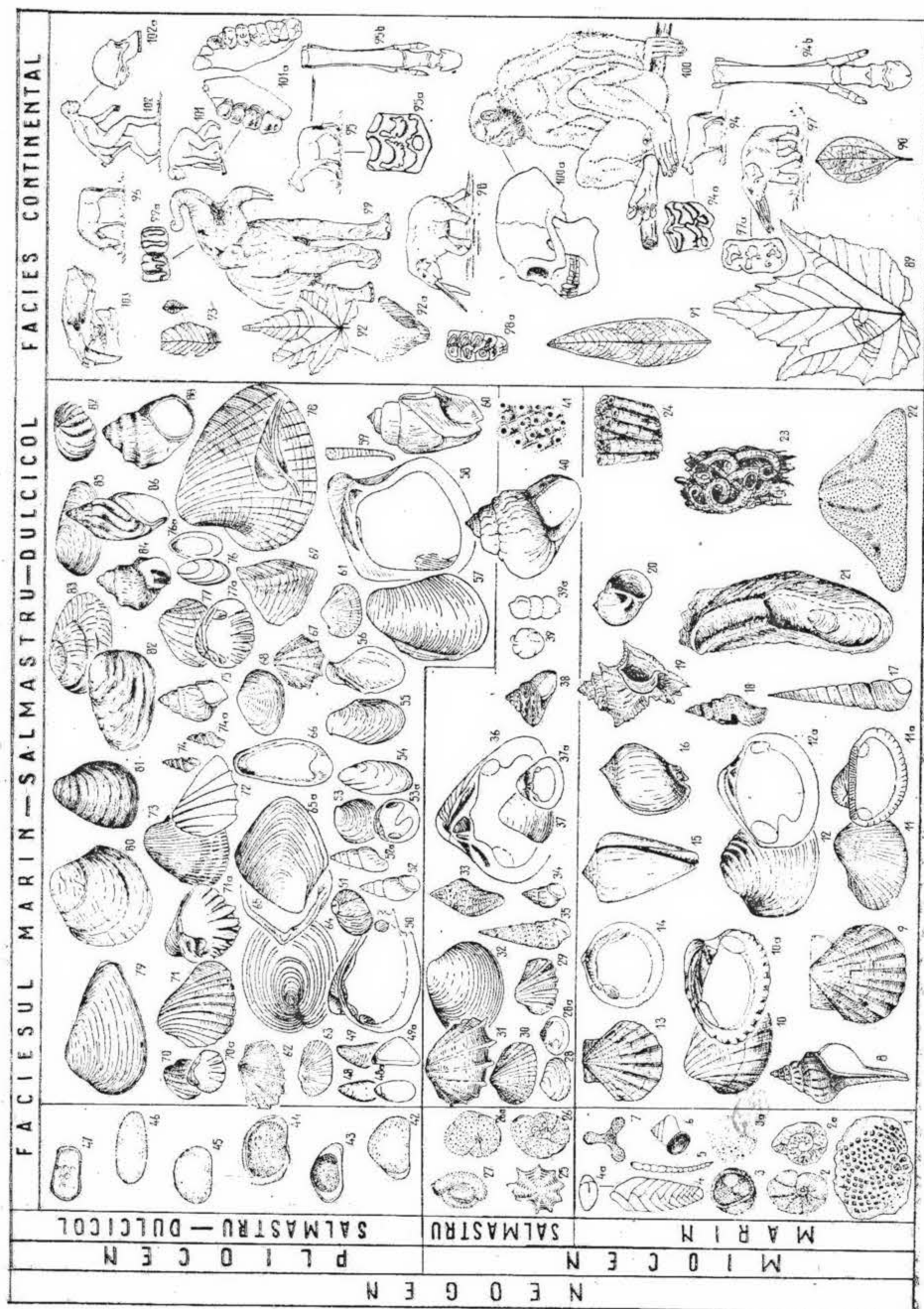
**Pontian:** 62 - *Paradacna abichi* R. Hoernes; 63 - *Pseudocatillus pseudocatillus* Barbot.; 64 - *Valenciennesia annulata* Rousseau; 65 - *Congeria rumana* Ștefănescu; 66 - *Dreissenomya aperta* (Deshayes); 67 - *Caladacna steindachneri* (Brusina); 68 - *Phyllocardium planum* (Deshayes); 69 - *Congeria triangularis* Partschi (in faciesul panonic).

**Dacian:** 70 - *Pachydacna cobălcescu* (Fontannes); 71 - *Pachyprionopleura haueri* (Cobălcescu); 72 - *Pachyprionopleura neumayri euphrosinae* (Cob.); 73 - *Zamphyridacna zamphyri* (Cob.); 74 - *Pyrgula eugeniae* (Neumayr); 75 - *Viviparus bifarcinatus* (Bielz); 76 - *Dreissena rimestiensis* (Font.); 77 - *Pachydacna taurica* (Andrusov) - în Bazinul Euxinic; 78 - *Stylodacna heberti* (Cobălcescu).

**Romanian:** 79 - *Jatzkoa sturzae* (Ștef.); 80 - *Rugunio lenticularis* (Ștef.); 81 - *Rytiobielzi* Czec.; 82 - *Cuneopsidea beyriecki* Neumayr; 83 - *Wentella subclivosa* Teisseyre; 84 - *Viviparus dezmanianus* (Brusina); 85 - *Pristinunio pristinus* (Bielz); 86 - *Melanopsis soubeirani* Porumbaru; 87 - *Theodoxus pilidei pilidei* (Tournouer); 88 - *Viviparus rudis rudis* (Neumayr).

## Floră și faună continentală:

89 - *Acer polymorphus pliogenicus* Lieb; 90 - *Cinnemomum scheuchzeri* Heer; 91 - *Juglans acuminatus* Brogniart; 92 - *Platanus aceroides* Geopfert; 93 - *Ulmus brauni* Heer; 94 - *Merhippus* sp.; 95 - *Hipparion* sp.; 96 - *Plihippus* sp.; 97 - *Mastodon ((Trilophodon) angustidens*; 98 - *Mastodon (Anancus) arvernensis*; 99 - *Deinotherium giganteum*; 100 - *Pliopithecus* sp.; 101 - *Ramapithecus* sp.; 102 - *Australopithecus* sp.





Tabelul VI.13

## macrofauna și flora Neogenului

MACROFAUNA	FLORA ȘI FAUNA CONTINENTALĂ	Faze de orogeneză
<i>Eberzinina milcovensis</i> <i>Viviparus rudis</i> <i>Melanopsis soubeirani</i> <i>Rugunio condai</i> <i>Sulcopotomida herjeui</i> <i>Pristinunio pristinus</i> <i>Jazkoa sturzae</i>	<i>Australiopithecus</i> <i>Mastodon (Anancus) arvernensis</i>	F. valahă
<i>Zamphiridacna zamphiri</i> <i>Stylodacna heberti</i> <i>Pachyprionopleura euphrosinae</i> <i>Pachyprionopleura haueri</i> <i>Pachydacna cobălcescui</i>	<i>Ramapithecus</i>  <i>Pliopithecus</i>	
<i>Phyllocardium planum planum</i> <i>Caladacna steindachneri</i> <i>Congerina rumana</i> <i>Valenciennesia annulata</i> <i>Paradacna abichi</i>	<i>Mastodon (Zigolophodon) borsoni</i> <i>Plihippus</i>	
<i>Congerina novorossica</i> <i>Dosinia maeotica</i> <i>Theodoxus stefănescui</i> <i>Psilunio subrecurvus</i> <i>Congerina neumayrii</i>	<i>Mastodon (Tetrabelodon) longirostris</i>	F. rhodaniană
<i>Maestra bulgarica</i> <i>Nubecularia novorossica</i> <i>Maestra jabreana</i> <i>Potamida picta mitralis</i> <i>Cerastoderma lithopodollicum</i> <i>Cerastoderma latisulcum</i> <i>Mohrensternia inflata</i> <i>Ervilia disița podolica</i>	<i>Mastodon (Trilophodon) angustidens</i>	
<i>Vermetus sp.</i> <i>Heliastrea sp.</i> <i>Clipeaster altcostatus</i> <i>Murex sp.</i> <i>Pleuroloma cataphracta</i> <i>Conus ponderosus</i> <i>Chlamys elegans</i> <i>Venus multilamela</i> <i>Anadara diluvii</i> <i>Chlamys solarium</i> <i>Fusus burdigalensis</i>	<i>Hipparion</i>  <i>Meryhippus</i>	
	<i>Deinotherium cuvieri</i>	F. moldavă
		F. stircă nouă
		F. stircă veche

Cinnamomum scheuchzeri, Juglans acuminatus, Platanus aceroides, Acer polymorphus-acuminatus

TETHYS		PARATETHYS		Microfauna		
Epoci	Etaje	(Bazinul dacic)	Etaje			
CUATERNAR	CALABRIAN	Ma	PLEISTOCEN	MICROFAUNA		
NEOGEN	PLIOCEN		1,9-2	ROMANIAN	<i>Ilyocypris gibba</i>	
			3,3	DACIAN	<i>Darwinula stevensoni</i>	
		5,0	5,8	PONTIAN	<i>Scottia bonéi</i>	
		6,7	8,7	MEOTIAN	<i>Loxoconcha ex. gr. romovalis</i>	
		8,0		KERSONIAN	<i>Quinqueloculina akneriana</i>	
	MIOCEN	12,2	10,7	MIOCEN SALMASTRU	BESSARABIAN	<i>Cibicides lobatulus</i>
					VOLHYNIAN	<i>Elphidium regina</i>
					13,5	13,8
		KARPATIAN	<i>Rhopalastrum irvinensis</i>			
					EGGENBURGIAN	<i>Candorbulina universa</i>
				EGERIAN (serie de tranziție)	<i>Myogypsina dehanti cupleformis</i>	



În sectoarele cu caracter epicontinental ale Paratethysului, se acumulează serii groase de nisipuri, pietrișuri, argile, uneori cu faciesuri recifale rămase orizontale sau foarte puțin înclinate, adeseori cu importante depozite de petrol și cărbune.

Teritoriul țării noastre a fost acoperit de apele a trei dintre bazinele Paratethysului: bazinul Panonic (regiunile intracarpătice), bazinul Dacic (regiunile extracarpătice), bazinul Pontic (Dobrogea de sud și platforma Mării Negre) (tabelul VI.13, pl. XXV).

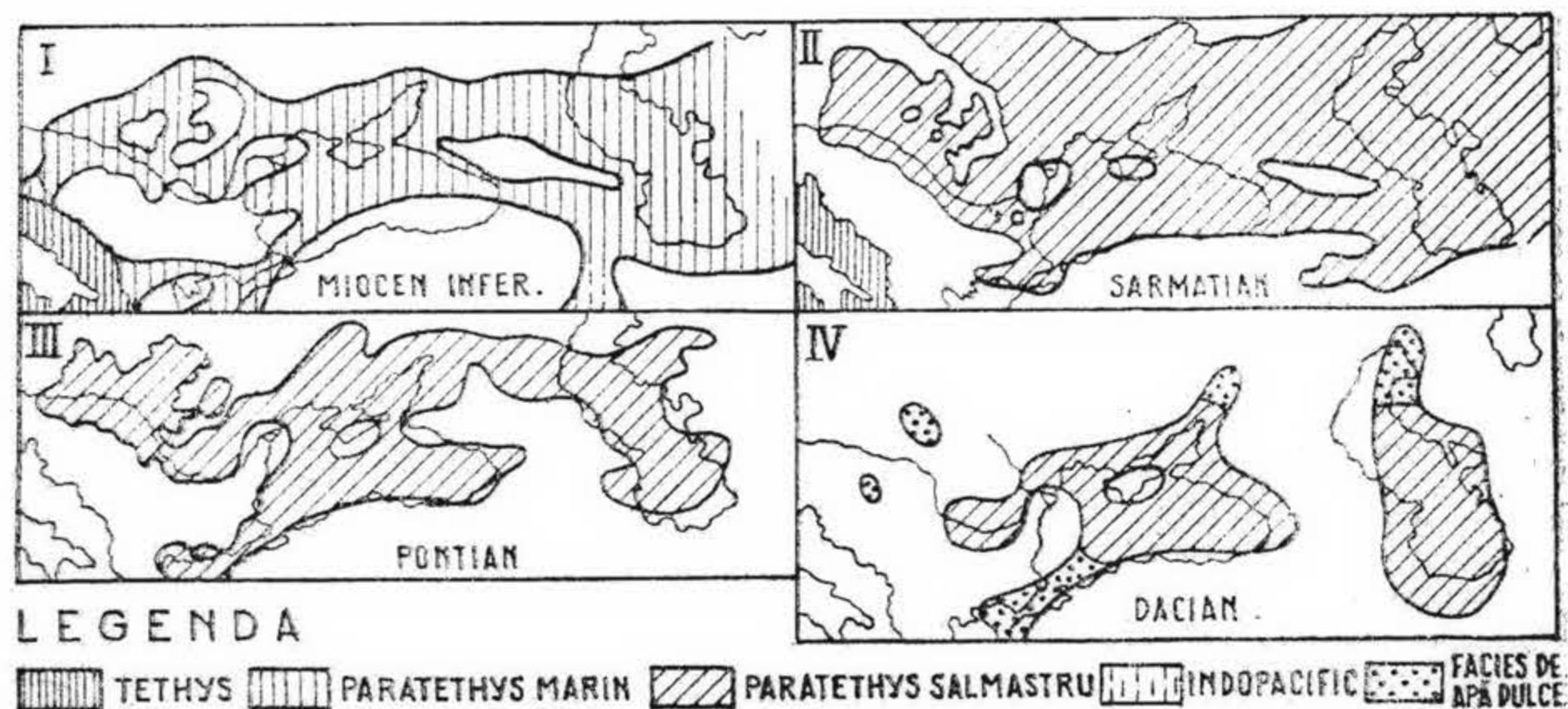


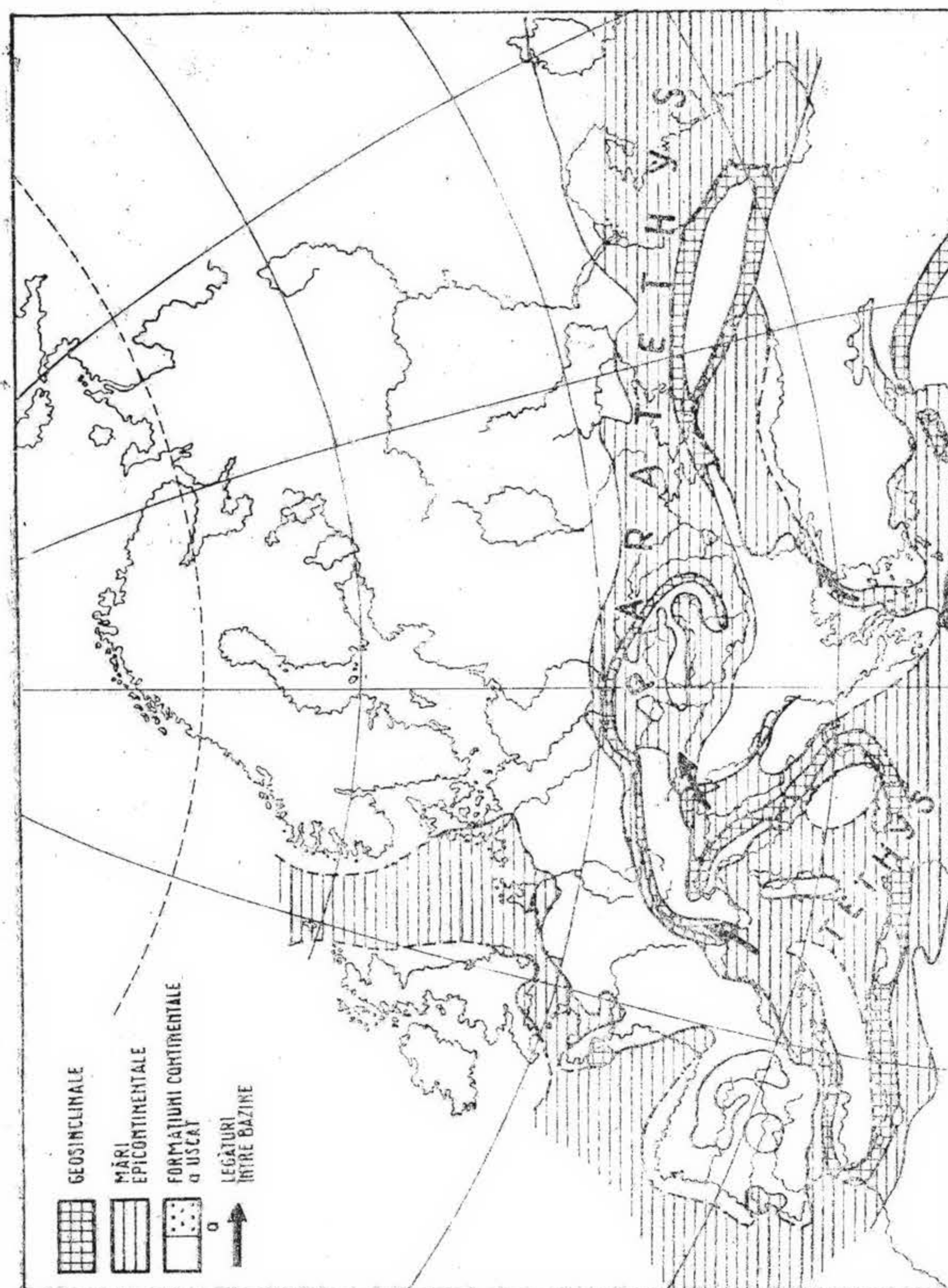
Fig. VI.8. Evoluția paleogeografică a Paratethysului (după I. Pană).

### 3.3.3. PERIOADA CUATERNARĂ (–1,9 MA – ACTUAL)

Termenul de Cuaternar propus de Desnayer (1829) se referă la depozitele marine posteroare celor din bazinul Seneci. Marcel de Serres restrânge conținutul la cel din Diluvium (separat în 1822 de Buckland). Cu conținutul de azi a fost prima dată utilizat de Geinitz (1848). Caracterizat prin răcirea climatului (glaciațiune) și evoluția Hominidelor dintre Anthropolizi, perioada cuaternară mai este denumită și *Anthropogen*.

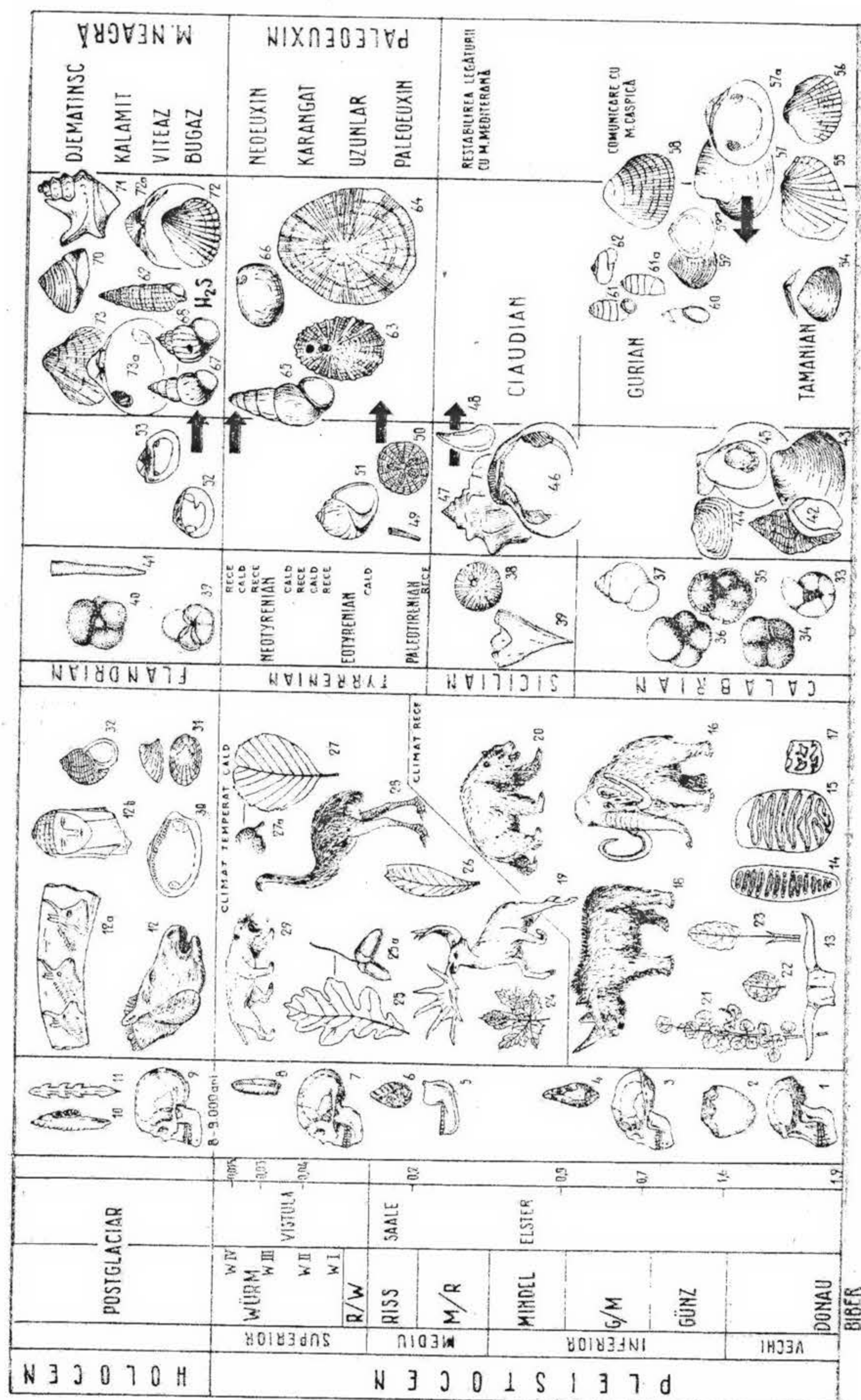
**Subdiviziuni și limita inferioară.** Separarea epocii Pleistocen (Lyell, 1833) și paralelizarea ei cu fenomenele glaciare (Agassiz, 1833), precum și a epocii Holocene (Gervais, 1867) a fost urmată de numeroase încercări de subdivizare atât a depozitelor marine (Gignoux, 1913) cât și a celor continentale, pentru care criteriile utilizate erau foarte diferite: antropologice (evoluția hominidelor), glaciologice, paleontologice (vertebrate și nevertebrate), la care în ultimul timp s-au adăugat vîrsta radiometrică și stratigrafică magnetică. Chiar dacă aceste ultime două metode au zdruncinat unele convingeri (primele Hominide – Australopithecii se cunosc din Pliocenul mediu – 4 Ma, prima glaciațiune se cunoaște în Miocenul superior – 9 Ma, fauna rece din depozitele marine nu a apărut în același timp la toate latitudinile), ele oferă cele mai sigure repere de corelare a etajelor marine și continentale.

Limita inferioară este marcată de evenimentul magnetic Olduvai (1,9 Ma) din lungă epocă inversă Matuyama; ea corespunde cu scăderea bruscă a temperaturii apelor (de la 24 la 15°), paleotemperatură calculată după raportul  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  care a dus la schimbarea com-



PLANȘA XXVI Paleogeografia Europei în Miocen (după lucrările Congresului Neogenului I Mediteranean de la Lion, 1971).





Dar cel mai important eveniment biologic din Cuaternar este evoluția hominidelor: *Australopitecii* (cu primele unelte, apăruiți în Pliocenul superior) reprezintă componentul principal al paleodemografiei Pleistocenului inferior. Ei au fost dominați de *Pithecanthropi*, *Sinanthropi* (utilizau focul) în etapa glaciațiunilor Günz—Mindel, iar

PLAȘA XXVII. Flora și fauna în Cuaternar

**Flora.** Angiospermophyta, Dicotyledonanata (21 27).

Foraminiferida (33-36, 38-40); Lamellibranchiata (30, 43-46, 48, 52-59, 72, 73); Gastropoda (31, 32, 37, 39, 41, 42, 47, 51, 60-71); Scaphopoda (47); Aves (28); Mammalia, Proboscidea (14-16); Perissodactyla, Rhinocerotidae (18); Equidae (17); Carnivora, Fissipedia (20); Artiodactyla, Selenodontia, Cervicornae (19); Primates, Anthroipoidea, Hominidae (1, 3, 5, 7, 9); unelte și manifestări de artă (2, 4, 6, 8, 10-12).

**Cuaternar continental:** 1 — *Austra opithecus* sp.; 2 — cultura Pebble (galet cioplit grosier); 3 — *Pithecanthropus* sp.; 4 — cultura abbeviliană (ga et cioplit pe ambele fețe); 5 — *Homo heidelbergensis*; 6 — cultura acheuleană (cioplitre mai regulată pe ambele fețe); 7 — *Homo neanderthalensis*; 8 — cultura musteriană (cuțit); 9 — *Homo sapiens*; 10 — cultura solutreană (silex — virf de lance); 11 — cultura magdaleniană (harpon); 12, a, b — manifestări de artă (sculpturi); 13 — *Bos primigenic* Bojanus; 14 — *Paleomastodon antiquus* Falconier; 15 — *Archiodiscodon meridionalis* Nesti; 16 — *Mamulus primigenius* Blumenbach; 17 — *Equus stenonis* Cocchi; 18 — *Rhinoceros laineux*; 19 — *Alces palmatus* Ham. et Smith; 20 — *Ursus spelens* Blumenbach; 21 — *Betula nana* Linné; 22 — *Drias octopetala* Linné; 23 — *Salix polaris* Linné; 24 — *Vitis vinifera* Linné; 25 — *Quercus robur* Linné; 26 — *Rhododendron ponticus* Linné; 27 — *Alnus glutinosus* Linné; 28 — *Dinornis* sp.; 29 — *Machairodus latidens*.

**Cuaternar marin:** 39 — *Yca dia arctica* Gray; 37 — *Ancylus fluviatilis* Müler; 32 — *Littorina littorea* (Linné); 33 — *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orb.); 34 — *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg); 35 — *Globigerina buloides* d'Orb.; 35 — *Globorotalia inflata* (d'Orb.); 37 — *Limacina trochiformis*; 38 — *Orbulina universa* d'Orb.; 39 — *Globorotalia menardi* (d'Orb.); 39 a — *Clioglosseschi*; 40 — *Globoquadrina conglomerata* (Nathland); 41 — *Creseis acicula*; 42 — *Buccinum undatum* Linné; 43 — *Tapes dianae* (Requien); 44 — *Mya truncata* Linné; 45 — *Pecten Islandicus*; 46 — *Cyprina Islandica*; 47 — *Strombus babonius* Lamarck; 48 — *Mytilus senegalensis*; 49 — *Dentalium* sp.; 50 — *Scutella* sp.; 51 — *Natica milepunctata* Lasc.; 52 — *Venus ovata*; 53 — *Anadara diluvii* Linné.

**Cuaternar salmastru:** 54 — *Maetra subcaspia* Andrusov; 55 — *Avicardium nikitini* Andrusov; 56 — *Cardium dombra* Andrusov; 57 — *Apscheronia propinqua* Eichwald; 58 — *Pontalmyra depressa* Livent.; 59 — *Corbicula fluminalis* (Müller); 60 — *Succinea oblonga* Drapanau; 61 — *Pupilla muscorum* (Linné); 62 — *Helix (Fruiticola) hispida* Linné; 63 — *Diodora graeca* (Linné); 64 — *Patella cerulea pontica* Mil.; 65 — *Micromegalia caspia* Mil.; 66 — *Theodoxus pallasi* Lindh.; 67 — *Hydrobia ventrosa* (Ntg.); 68 — *Rissoa (Turbonella) parva* (Costa); 69 — *Cerithiopsis (Cerithiopsis) tubercularis* (Mtg.); 70 — *Gibbula maga albidia* (Linné); 71 — *Aporhais pespelicani* (Linné); 72 — *Cardium edule* Linné; 73 — *Didacna umbonata* Eberzin.



aceștia treptat au fost înlocuiți de *Homo neandertalensis* (cultul morților) care atinge maximum de dezvoltare în interglaciul Riss/Würm. Etapa glaciațiunii Würm, cu cele 4 schimbări climatice, a fost favorabilă dezvoltării prehominiilor. La sfârșitul Würmului (W3—W4) a apărut *Homo sapiens* (manifestări de artă). Unelte au servit (după gradul de evoluție) la formarea altei scări geocronologice a Cuaternarului: 1) *Paleolitic* (piatra cioplită = culturile pebble, abbeville), 2) *Mezolit* (piatra lustruită = culturile achelean, musterian), 3) *Neolitic* (piatra lustruită-sculptată = culturile aurignacian, solutrean, magdalenian), urmate de epoca metalelor (aramă, bronz, fier). Paralelizarea depozitelor pe seama datelor oferite de unelte nu este recomandabilă (în special pentru Neolitic), deoarece există regiuni în care populațiile trăiau după modelul paleolitic sau mezolitic, vîrsta radiometrică arătînd că ele erau contemporane cu populații ale căror civilizații erau foarte avansate (persi, mesopotamieni, egipteni).

Peisajul floristic este asemănător cu cel actual, cu deplasări spre sud a zonelor de tundră sau arctice în etapele glaciare și avansări spre nord a zonelor subtropicale—mediteraneene, în etapele interglaciare.

În domeniul marin schimbările sînt foarte mici. Apariția bruscă a organismelor boreale atît planctonice (*Globigerina pachiderma*, *G. bulloides*) cît și bentonice (*Pecten islandicus*, *Cyprina islandica*, *Mya arenaria* etc.) este urmată de asociații de tranziție către asociații de apă caldă. S-au putut urmări 8 asociații boreale din care ultimele 4 reprezintă faze ale glaciațiunii Würm.

**Răspîndirea depozitelor cuaternare.** În Pleistocen stocarea apei sub formă de calote glaciare ca și topirea calotelor influențează nivelul apelor bazinelor marine-oceanice și debitul apelor curgătoare. Depozitele marine (Calabrian, Sicilian, Tyrrhenian, Flapdrian) apar în zonele de țărm sub formă de terase discontinue, deasupra sau sub actuala linie de țărm, la același nivel pe toate țărmurile oceanului planetar, dacă nu au intervenit fenomene eustatice. Terasile corespund etapelor interglaciare și conțin o bogată faună bentonică fosilă; ele trec gradat în depozite de larg, pelitice, cu continuitate de sedimentare și foarte multe organisme planctonice care, ca și cele bentonice din zona de țărm, permit separarea celor 8 etape glaciare. În Marea Neagră etapele glaciare sînt puse în evidență în special prin asociații sporo-polinice, de climat rece.

Climatul influențează în egală măsură eroziunea apelor curgătoare, a ghețarilor și depunerea materialului transportat sub formă de terase fluviatile sau de morene glaciare. Pulberile purtate de vînt sînt depuse ca sedimente eoliene = loes, care prin diferența de culoare, compoziția chimică, conținutul în resturi de industrie umană, au stat la baza unei alte cronologii a Cuaternarului.

**Depozitele glaciare,** reprezentate prin morene, au permis reconstituirea extinderii calotelor de gheață care acopereau circa 30% din suprafața uscatului (fig. VI. 9). Sensul înaintării ghețarilor poate fi reconstituit după zgîrieturile lăsate pe substrat, sau după blocurile smulse din substrat, purtate și depuse ca morene de fund (argile cu blocuri), morene frontale (valuri de nisipuri și pietrișuri). Apa rezultată din topirea gheții se acumulează în spațiile dintre valurile morenice unde, frecvent, se instalează turbării. Alternanța perioadelor reci și calde a făcut ca morenele să se suprapună, cele mai vechi fiind parțial sau total distruse, în funcție de sensul înaintării calotelor noi. De aceea, înregistrarea variațiilor climatice a fost descifrată în sedimentele de pe fundul oceanului.

Glaciațiunea alpină (fazele Donau, Günz, Mindel, Ris, Würm — denumite după Dunărea și afluenții săi, fig. VI.10) a lăsat numeroase văi în formă de U și valuri morenice care barînd văile au dat pitoreștile lacuri alpine (Leman, Neuchatel, Lacul celor 4 cantoane, Constanța, Maggiore, Como, Garda — în Alpi; Bucura, Lala — în Făgăraș; Găuri, Gilcescu — în Paring).

Calota scandinavă (fig. VI. 11) acoperea Europa de Nord și Centrală.

În România în afara valurilor morenice, Cuaternarul mai este reprezentat prin depozite limnice cu unionide și vivipare, adesea cu intercalații de lignit (între Jiu și Motru), depozitele de piemont (conuri de dejecție), rezultate din erodarea Carpaților, cu resturi de mamifere (*Archidiscodon meridionalis*, *Equus stenonis*, *Paracamelus alutensis*,

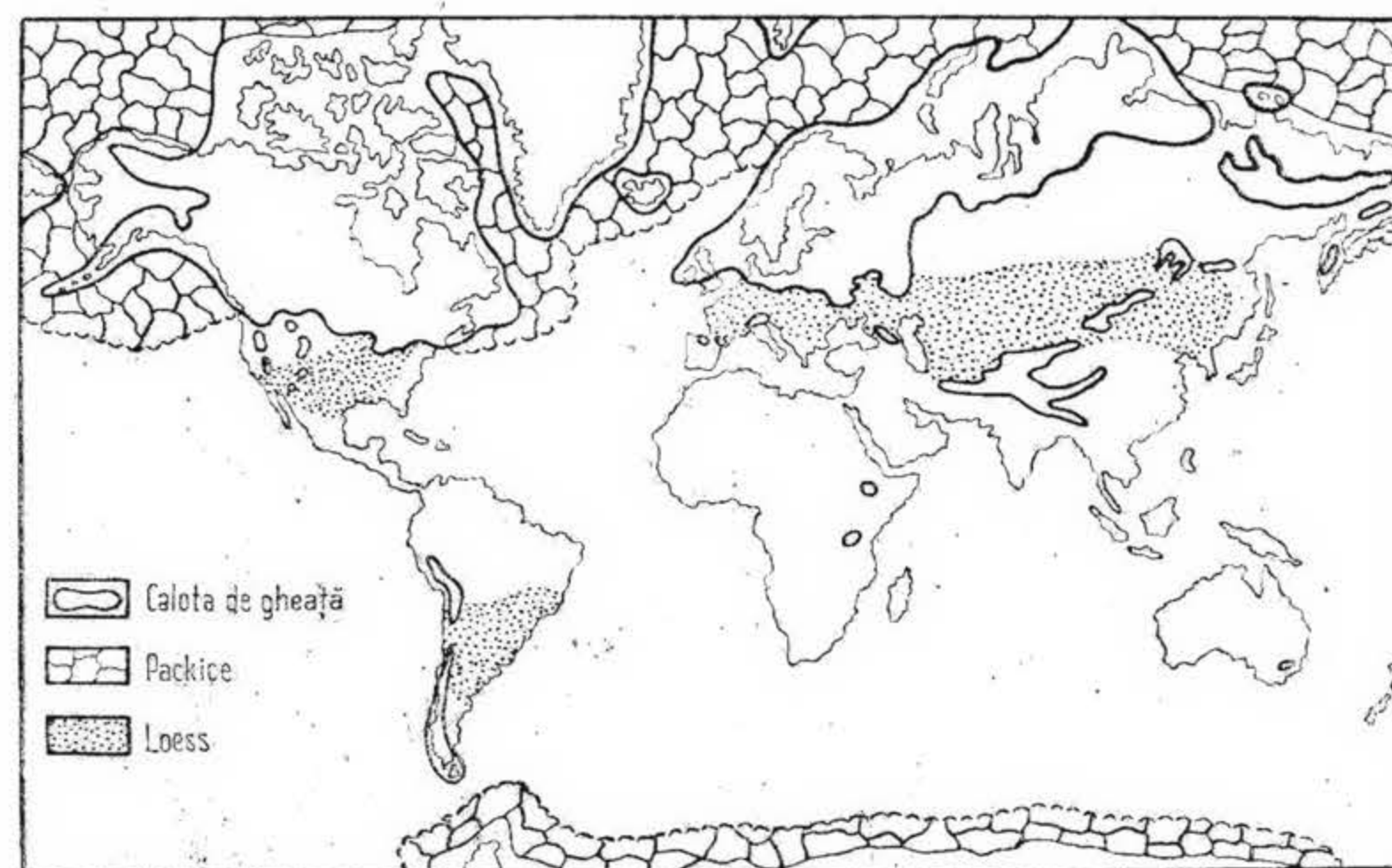


Fig. VI.9. Întinderea glaciației pleistocene (după S. S. Kuznețov și R. Moore).

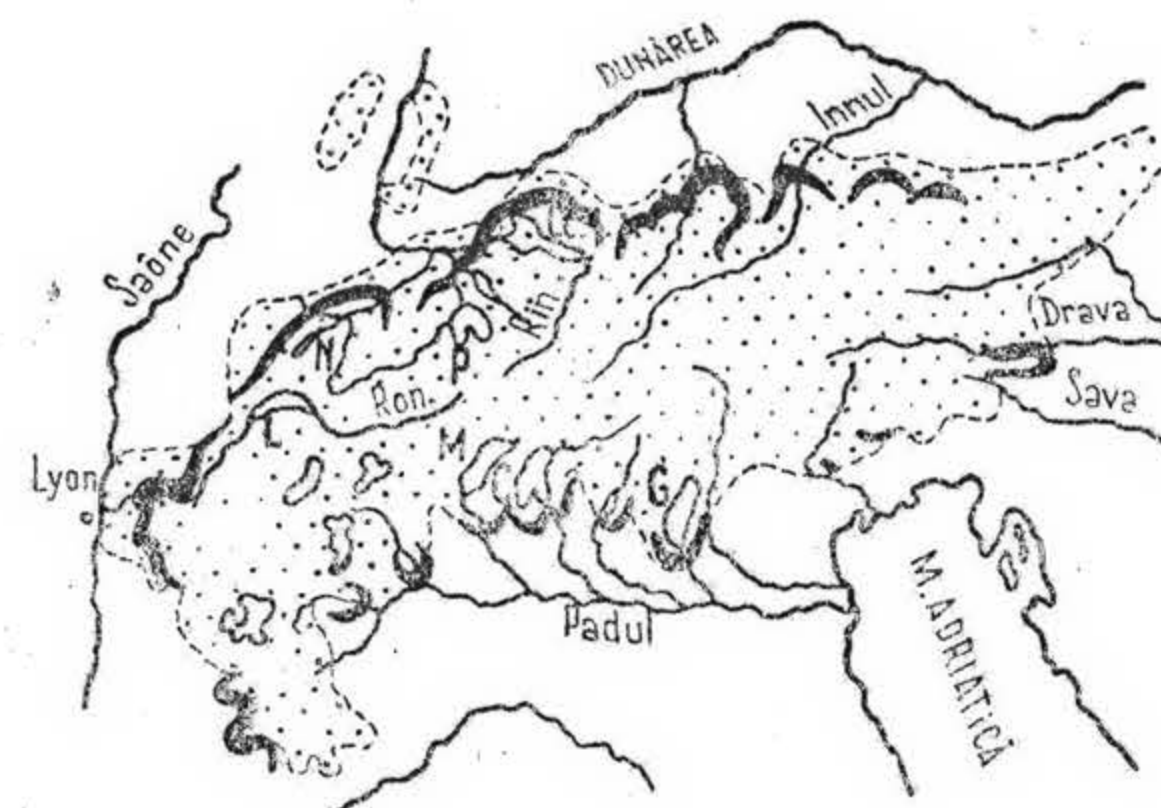


Fig. VI.10. Calota alpină (după A. Penck și E. Bruckner:)

L—lacul Neuchâtel; P—Lacul celor patru cantoane; Cl—lacul Constanța;  
M—lacul Maggiore; C—lacul Como; G—lacul Garda.

*Mammuthus primigenius*, *Rhinoceros tihorinus*, *Cervus elaphus* etc.) și depozitele deltaice (6 alternanțe de depozite continentale, lacustre salmastre, formate în ultimii 4000 ani) pe actualul amplasament al deltei Dunării.



**Cainozoicul din celelalte continente.** Pentru a crea o imagine de ansamblu asupra repartiției uscatului și apelor, deci asupra zonelor de sedimentare de pe glob în ultima eră geologică, vom prezenta sumar aspectul paleogeografic, regimul tectonic și climatic în care a evoluat fiecare continent.

**Asia.** Depozitele cainozoice au răspândire largă atât în geosinclinalul mesogean și mările epicontinentale dependente de el, cât și în geosinclinalul circumpacific și în domeniul arctic.

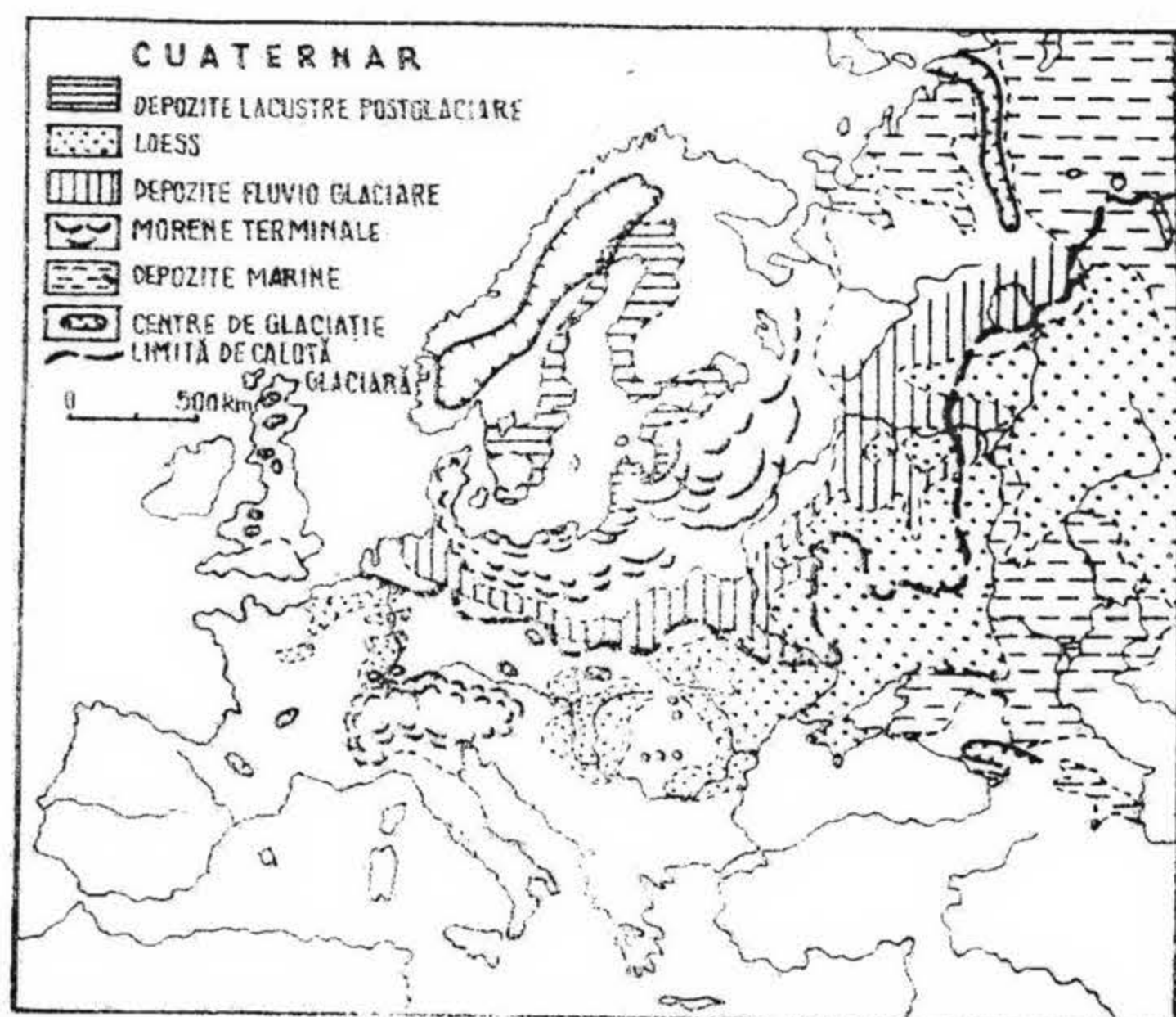


Fig. VI.11. Răspândirea diferitelor tipuri de depozite cuaternare în Europa (după P. Woldstedt, din E. Saulea).

În geosinclinalul mesogean (regiunile Belucistan, Pakistan, Himalaia, Insulele Sunde), sedimentele paleogene au o bogată faună de numuliți, comună cu cea din Europa, arătând că apele din aceste două regiuni erau în directă legătură; faciesul de fliș cu grosime foarte mare indică un geosinclinal în plină evoluție orogenică. Sedimentarea marină continuă și în Miocenul inferior (calcaros-marnos), devine lagunară în Miocenul mediu, iar în Neogenul superior și Pliocen sedimentele sunt lacustre—continentale; aceasta arată că în Neogen sectorul asiatic al geosinclinalului mesogean funcționa ca avantfosă pe cale de colmatare. Legătura cu Mediterana europeană se făcea peste zona Asiei Mici și prin regiunea ponto-caspică. În lungul fluviului Indus apare o formațiune deltaică (seria de Siwalik), cu grosimi de 10 000 m, iar în avantfosa himalaiană, foraje de 5 000 m adâncime au străbătut numai Antropogenul și Pliocenul.

Mările epicontinentale dependente de geosinclinalul mesogean evoluează în același fel. Astfel, marea ce acoperea Turkmenia și Fergana, după depunerea unui pachet de calcare cu ostrei (Eocen), devine domeniu lagunar cu depuneri de gips și apoi regiunea se colma-

teză cu pietrișuri fluviatile. O evoluție asemănătoare are și marea care acoperea regiunea persană; calcare eocene și miocene au în cuprinsul lor numeroase capcane pentru petrol (Irak); gradat calcarele trec în faciesuri lagunare sau continentale.

Geosinclinalul circumpacific are Paleogen în facies de fliș, mai ales în sud-vestul Japoniei și faciesuri de molasă cu cărbune în nordul Japoniei, dovedind aceleași momente de evoluție ca și în geosinclinalul mesogean (fliș în Paleogen, molasă lagunară sau continentală — adeseori cu cărbuni — în Miocen-Pliocen).

Din domeniul arctic apele înaintau în depresiunea vest-siberiană; în rest limita nordică a uscatului asiatic era deplasată spre nord față de țărmul actual. În bazinele interne ale platformei siberiene se acumulează depozite continentale cu plante de climat temperat (*Populus*, *Pinus*, *Taxodius*) și cu specii de *Hipparion* care permit paralelizarea cu restul umii.

Faciesul de fliș din Paleogen, lacunele de sedimentare și discordanțele de la limita Paleogen/Miocen, Miocen/Pliocen, Pliocen/Cuaternar arată că orogeneza s-a manifestat și în Asia până la sfârșitul Neogenului, fiind însoțită de efuziuni andezitice și intruziuni granodioritice-granitice. În insulele Sunde vulcanismul continuă și azi.

**America de Nord.** Depozite cainozoice marine apar în trei regiuni: coasta pacifică, golful Mexic și coasta atlantică, având regim tectonic și faune diferite; paralelizarea de amănunt devine astfel dificilă. În interiorul continentului apar depozite continentale cu mamifere.

Pe coasta pacifică depozitele cainozoice se urmăresc din California până în Alaska, alcătuind o fișie îngustă de-a lungul țărmului. Peste Cretacicul cutat se dispune o serie de câteva mii de metri alcătuită din alternanțe marine și salmastre cu cărbuni care revin Paleogenului. Neogenul atinge în California peste 12 000 m grosime, ca efect al subsidenței provocate de subducerea plăcii pacifice sub continentul american; Miocenul are grosime maximă spre continent, iar Pliocenul spre zona de țărm. Litologic este reprezentat prin serii marnoase cu intercalații de diatomit și material vulcanic repartizat pe trei bazine cu importante rezerve de petrol. În zona Roncha la Brea petrolul asfaltizat a jucat rol de capcană pentru mamifere mari și mici, scheletele lor, prezente în toate muzeele mari ale lumii, dar mai ales în muzeele din Los Angeles și Berkley, permițând paralelizări cu celelalte continente. Cu discordanță unghiulară stau depozitele de terasă marină atribuite Pleistocenului superior. Lacuna de sedimentare (Pleistocen inferior) corespunde fazei de cutare pasadenă. În munții Coastelor (Cost Range), munți cu înălțimi mijlocii, cu coline fără stînci și fără pereți verticali, apar valuri de cute neozoice neerodate. Dar acest peisaj liniștitor este înșelător, pentru că aici, mai mult decît în alte regiuni, pămîntul se mișcă; cutremurele sînt frecvente provocînd devieri ale cursurilor riurilor, rupînd și deplasînd garduri sau țevi de instalații. Cutremurele reprezintă momente de accelerare a unor mișcări lente dar mult mai puternice, care solicită rezistența și elasticitatea rocilor. Faliile crustale, apărute paralel cu țărmul (ex. falia San Andrea), au favorizat consolidări de magme cu separații de sulfuri metalice și cu vestitul aur al Californiei, ce aparține deja istoriei.

Grosimea mare a depozitelor, cutarea regulată, fără multe complicații tectonice, vulcanismul și cutremurele de pămînt arată o tectonică recentă, activă și astăzi, căreia eroziunea nu îi poate ține piept.

— În regiunea golfului Mexic, depozitele cainozoice înregistrează transgresiuni și regresii repetate, urmărite în aflorimente în lungul fluviului Mississippi. Ele constau în depozite marine în alternanță cu depozite deltaice (paleodeltele fluviului Mississippi). Maximum de extindere au avut-o apele marine în Paleocen, apoi apele se retrag treptat. Poziția orizontală a depozitelor și grosimile foarte mari (3 000 m Paleocenul, 5 000 m Neo-



genul) arată subsidența accentuată a regiunii. Bogata faună de mamifere (din care unele comune cu Eurasia) dovedesc legătura existentă între aceste continente.

— Pe coasta atlantică depozitele cainozoice sînt orizontale, cu grosimi reduse, dovedind un regim de sedimentare epicontinental. Numai spre sud se resimt influențele subsidenței din regiunea Mexic, seriile avînd grosimi mai mari.

— În interiorul continentului, între munții Sierra Nevada și Munții Stincoși, se menține zona de subsidență a Marelui Bazin (Cîmpia internă). Depozitele sînt continentale fluviale, foarte bogate în resturi de mamifere (perrisodactyle, artiodactyle, proboscidiene), pe seama cărora s-au făcut orizontări locale și paralelizări la distanțe mari, multe genuri fiind comune cu Eurasia. Pe falile ce conturează acest bazin continental cu subsidență activă, au ieșit la suprafață cantități mari de lave bazice, revărsarea lor contribuind în mare măsură la realizarea reliefului tabular al acestei regiuni. Migrarea faunei continentale s-a făcut prin peninsula Alaska, unde a existat un prag continental temporar emers. Momentele de emersiune sînt traduse prin lacune de sedimentare.

În America de Sud depozitele cainozoice marine apar, de asemenea, pe coasta pacifică și pe cea atlantică, iar în interiorul continentului s-au depus sedimente fluviale-lacustre.

— Pe țărmul pacific (Ecuador, Peru, Chile) Paleogenul atinge 5000 m; el suportă depozitele neogene și terasele marine ale Pleistocenului superior. Instabilitatea regiunii, tectonica activă pînă azi dovedesc că zona externă a Cordilerei Anzilor este de fapt o prelungire a zonei externe a geosinclinalului cordileran din America de Nord, edificiile vulcano-sedimentare din aceste zone fiind rezultatul procesului de subducție a plăcii pacifice.

— Pe țărmul atlantic, faciesul de platformă stabilă se urmărește în golful argentinian cu bazinul La Plata—Paraguay, unde se conservă o serie completă a Cainozoicului; în golful Venezuelei—Columbiei, Paleocenul și Eocenul inferior sînt în facies marin, restul seriei cainozoice în facies continental cu mamifere. Regimul de sedimentare arată că această zonă a funcționat ca avantfosă a geosinclinalului cordileran, anume a ramurii ce se continua spre Antilele Mari. Fauna marină paleogen-miocenă de tip atlantic pătrundea pe aici în geosinclinalul cordileran și anîn, dovedind totodată că zona Americii Centrale încă nu era ridicată. În Pliocen fauna atlantică nu mai apare în geosinclinalul cordileran-andin.

— În centrul Americii de Sud depozitele continentale conțin mamifere endemice în timpul Paleogen—Miocen; în Pliocen speciile comune cu America de Nord confirmă realizarea legăturii între cele două continente prin ridicarea (exondarea) Americii Centrale.

**Africa**, în afara părții nordice care se încadrează în evoluția Europei de Sud, este invadată local de apele oceanului Atlantic sau ale oceanului Indian. Golful din regiunea Niger se continuă pînă în Sudan. Depozitele marine, fosilifere fără numuliți, dovedesc prezența Paleocenului, Eocenului inferior și mediu; apoi apele se retrag spre actualele limite ale oceanului Atlantic. Golful Somaliei—Madagascarului de Vest a funcționat în Paleogen ca o anexă a domeniului mesogean, legătura cu Mesogea realizîndu-se atît prin Libia cît și prin Arabia. În interiorul continentului African se acumulează serii continentale („formațiunea de Kalahari”), cu o bogată faună de mamifere, avînd elemente comune cu Europa și Asia.

**Australia.** Ivirile din Tasmania de sud și vest, precum și cele din Noua Zeelandă au permis punerea în evidență a Paleogenului, cu maximum de extindere a transgresiunii în Eocenul mediu (ca și în celelalte continente). Oligocenul și Neogenul lipsesc, dovedind că încă de la sfîrșitul Eocenului Australia ajunsese la aspectul paleogeografic actual.

**Antarctida** și insulele înconjurătoare au frecvente deschideri cu depozite cainozoice. După faza laramică (Cretacic superior), Antarctida se exondează. Paleogenul este conti-

nențial cu frecvente angiosperme dicotiledonate (*Laurelia insularia*, *Fagus dicksoni*, *Nothofagus magellanica*, *Dryopteris antarctica*) și gimnosperme (*Araucaria imponentis*, *Araucarioxylon kerguelensis*), ferigi și muscinee, asociație care indică un climat tropical. Unele specii sînt comune cu cele actuale din America de Sud, Australia, Noua Zeelandă (genul *Nothofagus*). Această bogată floră fosilă, cunoscută sub numele de flora de Kerguelen, are o largă răspîndire, fiind recunoscută, în afara arhipelagului Kerguelen, în insulele Saymour, Shetland, Țara Graham și este identică cu cea întîlnită în Patagonia, Australia, Noua Zeelandă, unde vîrsta depozitelor care o conțin a fost fixată ca fiind eocenă. Se presupune că în Eocen, continentele sudice erau încă unite între ele, cu o poziție și implicit un climat, mult diferit de cel actual.

În Oligocen și Miocen un nou episod orogenic face ca toate aceste sectoare să fie acoperite cu apă marină, apoi se reinstalează regimul continental dovedit de prezența scheletelor de marsupiale și păsări, identice cu cele din Patagonia și Noua Zeelandă. Antarctida de vest a fost acoperită de o pătură groasă de lave bazice, la mijlocul cărora în insula Saymour, au fost recunoscute depozite pliocene marine; aceasta dovedește că erupțiile începute în Miocen se continuă și în Pliocen și se mențin și astăzi (vulcanii Erabus, Terror), vulcanismul fiind legat de deplasarea continentelor spre actuala lor poziție.

Studiul foraminiferelor și sporilor din sedimentele marine recoltate de pe fundul oceanului Antarctic la adîncimea de 3000 m (marea Ross) a dovedit existența a cinci episoade glaciare, separate prin sedimente depuse în climat cald. Ultimele sedimente de climat cald au vîrsta de 500 000 ani; deci actuala calotă de gheață are aproximativ 400 000 ani vechime. Fenomenul glaciare este deci aproape sincron la cei doi poli ai Pămîntului.

**Concluzii privind paleogeografia în Cainozoic.** Cadrul paleogeografic al Cainozoicului (Neozoicului) accentuează tendințele schițate în Cretacic. Acreția din lungul dorsalelor mediooceanice a dus la lărgirea oceanelor și la îndepărtarea continentelor (în special în oceanele Atlantic, Indian, Arctic și Antarctic), pînă la poziția lor actuală. Platformele stabile au fost temporar acoperite de mări epicontinentale. Continentele sudice (America de Sud, Africa, Australia, Antarctida) aveau configurații asemănătoare cu cele de azi, fiind mult mai apropiate între ele și cu punți de legătură cel puțin în Paleogen.

Aproape tot timpul Cainozoicului, Tethysul (= Mediterana) comunica cu Oceanul Atlantic prin două strîmtori (subbetică și sudrifană). Gibraltarul a rezultat în Cuaternar, prin scufundarea sectorului dintre aceste două strîmtori, în același timp cu scufundarea uscatului Tyrrhenian, al Egeidei și deschiderea strîmtorilor Dardanele—Bosfor.

În Europa, cele mai importante modificări paleogeografice sînt legate de subducția din lungul Alpilor, Carpaților, Caucazului; în Eocenul inferior (faza pireneană) se ridică munții Pirinei, în Oligocen (faza helvetică) se ridică Alpii Occidentali și se conturează arrefosa liguro-piemontează, cu molase oligocene-miocene. În Miocen, paralel cu ridicarea Alpilor Orientali, Carpaților, Balcanilor, Caucazului, Apeninilor, Dinaricilor, se formează avantfosele și intrafosa panonică. Evoluția geotectonică a acestor sectoare muntoase a provocat numeroase transgresiuni și regresii, care se corelează ușor cu fazele de orogenează.

Fazele de orogenează în Cainozoic, în afara ridicării lanțurilor muntoase, a transgresiunilor și regresiiunilor au activat sedimentarea (facies de fliș în fose, facies de molasă în avanfose), au cutat depozitele, depozite care au oferit imense cantități de roci pentru construcții (gresii, calcare, pietrișuri, nisipuri, argile, diatomit, marne pentru ciment etc.), dar și roci colectoare sau roci sursă pentru hidrocarburi. În etapele de colmatare a avanfoselor sau a bazinelor epicontinentale s-au creat condiții pentru formarea cărbunilor (cărbune brun, ulei, lignit, turbă — în funcție de gradul de tectonizare al regiunii).



Fazele de orogeneză au provocat însă și încălecare a zonei flișului paleogen peste molasa neogenă sau chiar peste platformă.

Activitatea vulcanică legată de fracturile crustale din zonele de subducție au dat importante mase de dacite, riolite, andezite, bazalte (pl. XXIV) de care sînt legate mineralizațiile metalifere sau nemetalifere.

Dar nici fenomenele vulcanice, nici dinamica plăcilor continentale nu au putut influența evoluția climatică, a cărei tendință a fost de răcire continuă. Etapele calde din prima parte a erei cainozoice, în afara productivității biogene foarte ridicate, care a contribuit la formarea combustibililor minerali, au favorizat acumulările de evaporite (gips, sare, săruri deliquescente); episoadele reci au început să fie din ce în ce mai frecvente în Pliocen, pentru ca în Pleistocen răcirea climatului să reprezinte unul din cele mai spectaculoase fenomene meteorologice care a influențat atât dezvoltarea vieții cît și procesele de acumulare a sedimentelor și a substanțelor minerale utile.

---

## VII. GEOLOGIE STRUCTURALĂ

Prof. dr. SIMION PAULIUC



Geologia structurală se ocupă cu studiul formelor de zăcămint și a structurii interne a corpurilor de roci din construcția scoarței terestre, precum și al mișcărilor și deformațiilor suferite de acestea în timp geologic.

Studiul geologic structural al unei regiuni cuprinde o analiză geometrică a formelor, dimensiunilor și a așezării în spațiu a corpurilor de roci, o analiză cinematică privind mișcările și deformațiile suferite de masele de roci, precum și o analiză dinamică a surselor de energie și a modului cum au acționat forțele care au determinat deformațiile corpurilor de roci.

Din punct de vedere genetic, formele structurale se împart în *structuri primare*, apărute în timpul formării rocilor în care le întâlnim, și *structuri secundare*, apărute ulterior, ca urmare a deformațiilor suferite de acestea ca rezultat al unor procese geologice.

## 1. STRUCTURI PRIMARE

Structurile primare ale corpurilor de roci reflectă condiții de formare ale acestora. Ele sînt evidente în cazul rocilor sedimentare și a celor magmatice; rocile metamorfice se caracterizează, în general, prin structuri secundare, dar păstrează uneori elemente relicte ale structurii primare ale rocilor inițiale, din care provin.

### 1.1. STRUCTURA PRIMARĂ A ROCILOR SEDIMENTARE

Aceasta este, de regulă, o structură stratificată și reprezintă rezultatul depunerii planare a unor particule solide dintr-un mediu fluid. În general, se distinge o *stratificație majoră* care este marcată de o schimbare în compoziția rocilor și o *stratificație minoră* sau *laminăție*, care se observă în interiorul unor roci de compoziție relativ omogenă, fiind marcată de orientarea particulelor solide, gradul de compactizare, culoare etc.

**Stratificația majoră** constă în dispoziția materialului constitutiv al rocilor sedimentare sub formă de *strate*, adică sub forma unor corpuri de roci relativ omogene din punct de vedere al compoziției petrografice, delimitate de două suprafețe mai mult sau mai puțin paralele. Apariția stratificației majore este determinată de modificarea condițiilor de

sedimentare și, respectiv, de schimbarea naturii materialului sedimentar. De exemplu: o deplasare spre continent a liniei țărmului determinată de o coborîre a scoarței terestre poate avea ca efect inundarea unei turbării și depunerea peste un strat de turbă a unui strat de argilă sau de nisip.

La un strat se disting următoarele elemente: *fața superioară*, *fața inferioară*, *creștetul*, *talpa*, *culcușul* și *acoperișul* (fig. VII. 1).

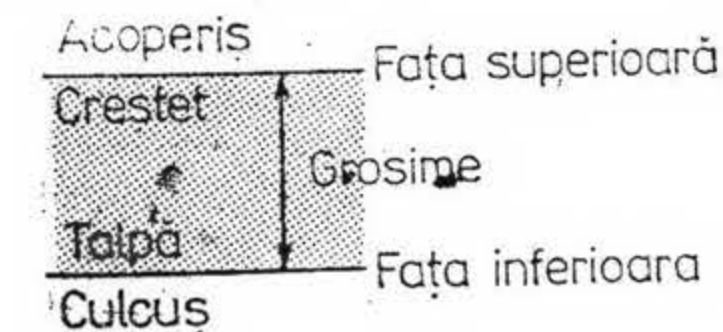


Fig. VII.1. Elementele unui strat.

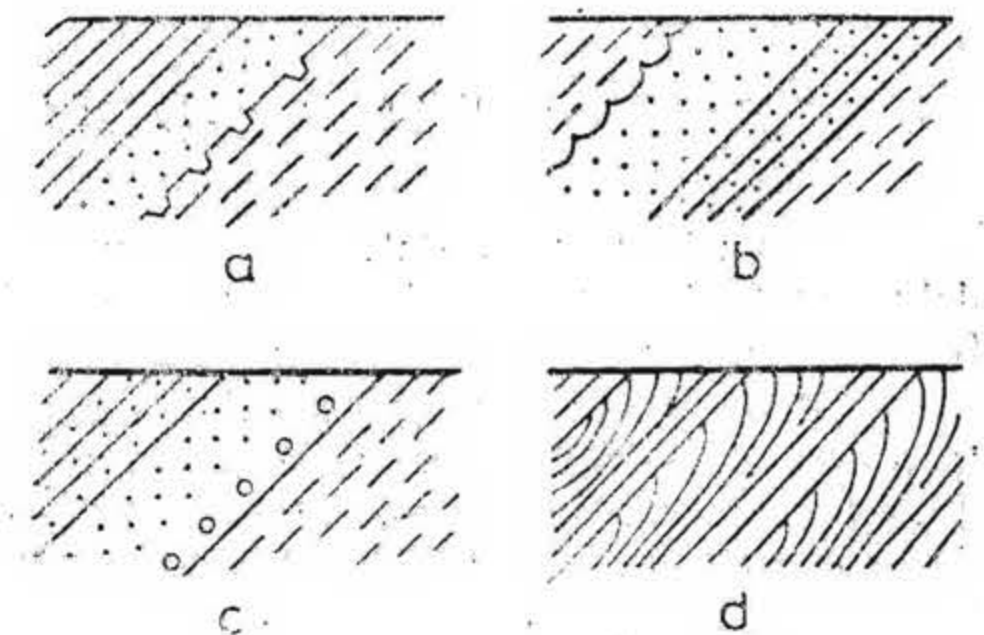
Fetele unui strat sînt suprafețe de stratificație majoră, care marchează momente de schimbare a naturii materialului sedimentar sau de întrerupere a depunerii sedimentului. Fața inferioară a straterilor bine cimentate păstrează uneori mulajul negativ al microreliefului fundului bazinului de sedimentare reprezentat prin *urme de tirire ale organismelor bentonice (bioglife)* sau *urme ale acțiunii curenților (mecanoglife)*.

Pe fața superioară a unor strate grezoase se pot observa uneori *urme de valuri (ripple marks)* reprezentate prin creste paralele ascuțite separate prin șanțulețe cu fundul rotunjit.

**Stratificația minoră sau laminăția** este reprezentată prin dispoziția materiei constitutive a unui strat sub forma unor strățulețe subțiri sau lamine. Cînd aceste strățulețe sînt paralele cu stratificația majoră vorbim de o *laminăție paralelă* (ex. sisturile disodilice). Materialul depus sub acțiunea unor curenți acvatici sau aerieni se caracterizează printr-o *laminăție oblică* sau *incrucișată*. Stratele în care se observă o descreștere a diametrului granulelor spre fața superioară prezintă o *stratificație internă granoclasată*. Formele suprafețelor de stratificație, granoclasarea verticală și stratificația oblică sînt utilizate drept criterii de identificare a poziției normale sau răsturnare a straterilor (fig. VII. 2).

Fig. VII.2. Criterii de recunoaștere a poziției normale a straterilor:

a — bioglife și mecanoglife; b — urme de valuri; c — granoclasare verticală; d — stratificație oblică.



Structura primară a rocilor sedimentare se caracterizează, în general, prin poziția orizontală a straterilor. Cînd însă suprafața pe care s-a depus un strat nu a fost orizontală, stratul prezintă o înclinare primară, care reflectă relieful fundului bazinului de sedimentare.



**Concordanță și discordanță.** Două strate care s-au depus unul deasupra celuilalt fără întreruperea procesului de sedimentare se găsesc în raport de *concordanță*.

Un strat sau un complex de strate care s-a depus peste formațiuni geologice mai vechi, după ce acestea au suferit un proces de eroziune, se găsește în raport de *discordanță* cu formațiunile respective. Suprafața care separă formațiunile erodate de stratul care le acoperă este o *suprafață de discordanță*. Ea este marcată de o *lacună stratigrafică*, adică

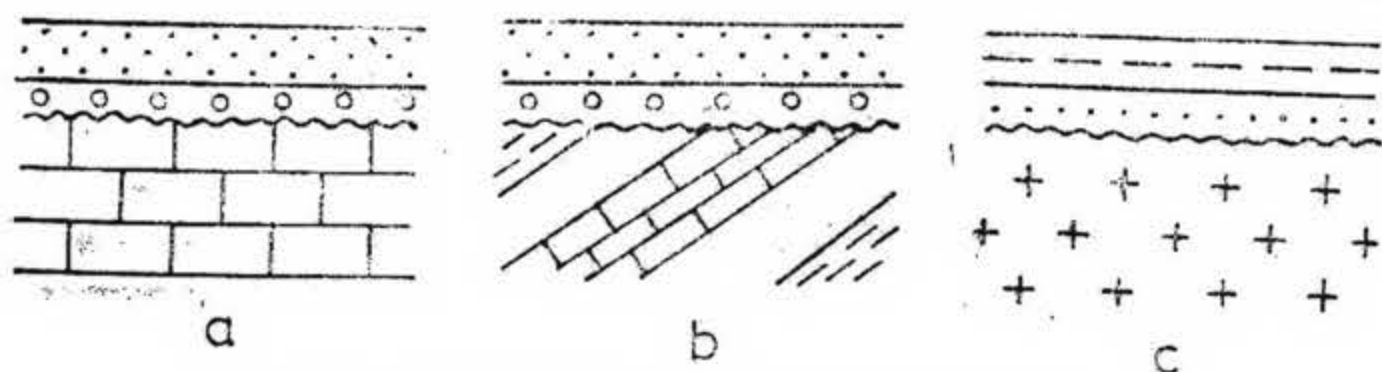


Fig. VII.3. Tipuri de discordanțe:

a — paralelă; b — unghiulară; c — heterolitică.

de lipsa din succesiunea depozitelor a anumitor subdiviziuni stratigrafice. Această lipsă corespunde, pe de o parte, nedepunerii unor orizonturi stratigrafice (*lacună de sedimentare*), iar pe de altă parte, erodării unor depozite depuse anterior (*lacună de eroziune*).

Se disting: a) *discordanțe paralele* (false concordanțe), la care suprafața de discordanță este paralelă cu stratele situate sub ea; b) *discordanțe unghiulare*, la care suprafața de discordanță formează ununghi cu stratificația rocilor subiacente; c) *discordanțe heterolitice* formate între roci sedimentare și roci magmatice sau de altă natură, lipsite de stratificație (fig. VII. 3).

Discordanțele se recunosc prin prezența unui conglomerat bazal cu elemente remaniate din rocile situate sub discordanță, pe baza urmelor de alterație și eroziune sub-aeriană, a lacunelor stratigrafice evidențiate biostratigrafic, sau pe baza identificării unui unghi de discordanță între două serii de strate.

Studiul discordanțelor constituie principalul criteriu de stabilire a vârstei mișcărilor de ridicare și de coborîre a scoarței terestre precum și a mișcărilor de cutare și de falie.

## 1.2. STRUCTURA PRIMARĂ A ROCILOR MAGMATICE

Formele de zăcămint, ca și structura internă a corpurilor de roci magmatice sînt determinate de condițiile de punere în loc și de consolidare și, respectiv, de caracteristicile fizico-chimice ale magmelor.

Rocile *efuzive* intră, de regulă, în constituția unor aparate vulcanice a căror structură depinde de caracterul mai acid sau mai bazic al magmelor, care determină, la rîndul lui, tipul de erupție. Astfel, magmele bazaltice, mai fluide, apar la suprafață sub formă de *erupții areale* revărsate printr-un sistem de fracturi pe suprafețe întinse, sau sub forma unor *erupții centrale*, constituind *conuri formate din curgeri* sau *pinze de lave* suprapuse succesiv (fig. VII. 4, a).

În cazul vulcanilor în care fazele de erupție liniștită alternează cu faze explozive, iau naștere *conuri de tip stratovulcan* (fig. VII. 4, b), în care corpurile stratiforme ale pinzelor de lavă alternează cu produse piroclastice.

Vulcanii cu lave acide, bogate în volatile, se caracterizează prin dominarea erupțiilor explozive, iar conurile lor sînt formate predominant din *sărîmături* (fig. VII. 4, c) și *cenuși* (fig. VII. 4, d). Uneori prin explozii puternice o parte din conul vulcanic este distrusă, în jurul craterului formîndu-se o depresiune largă numită *calderă*.

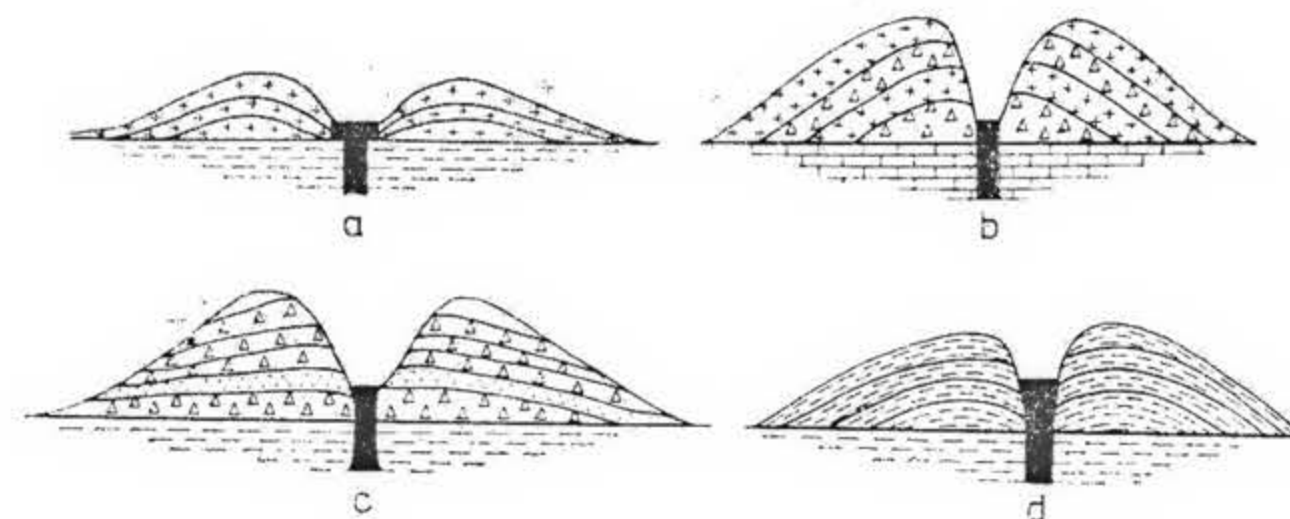


Fig. VII.4. Structuri primare ale rocilor efuzive și piroclastice:

a — con de lavă; b — con mixt (stratovulcan); c — con de sărîmături; d — con de cenușă.

În cazul erupțiilor submarine lăvele bazaltice, venind în contact cu apa, suferă o răcire bruscă, consolidîndu-se sub forma unor corpuri sferoidale cu separații concentrice, care au primit numele de *lave în formă de pernă* sau *pillow-lava*.

Structura internă a lăvelor consolidate în timpul curgerii se caracterizează printr-o orientare fluidală a elementelor componente.

Rocile *intruzive*, formate prin consolidarea magmei în interiorul scoarței terestre, se prezintă sub forma unor corpuri stratiforme, lenticulare sau neregulate. După raporturile

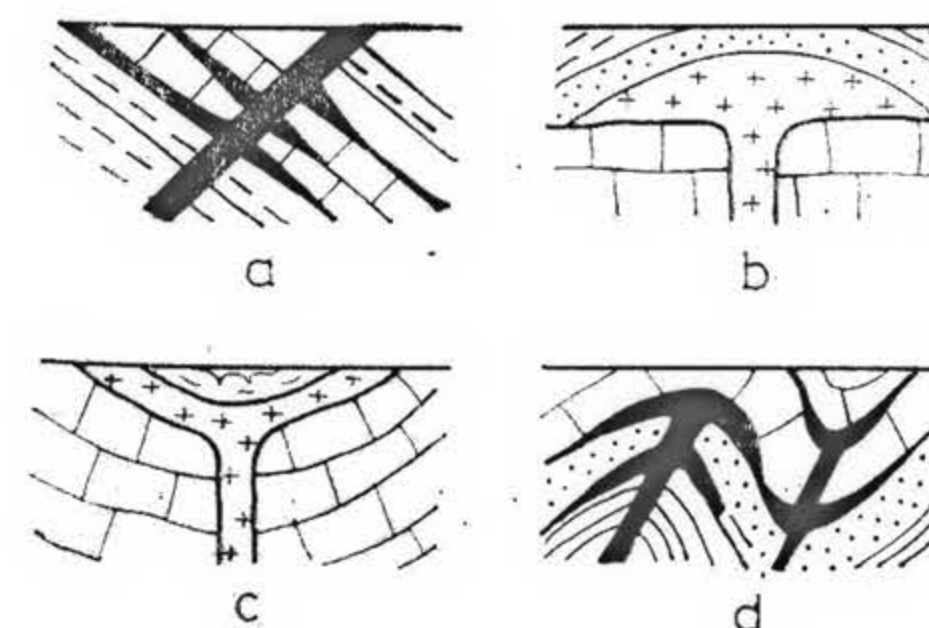


Fig. VII.5. Corpuri intruzive concordante:

a — sill; b — lacolit; c — lopolit; d — facolit.

pe care le au cu structura rocilor înconjurătoare se disting *corpuri intruzive concordante* reprezentate prin *pinze intruzive* (*sill-uri*), *lacolite*, *lopolite*, și *facolite* (fig. VII. 5) și



corpuri intruzive discordante reprezentate prin dike-uri, pinze conice, dike-uri inelare, batolite și stock-uri (fig. VII. 6).

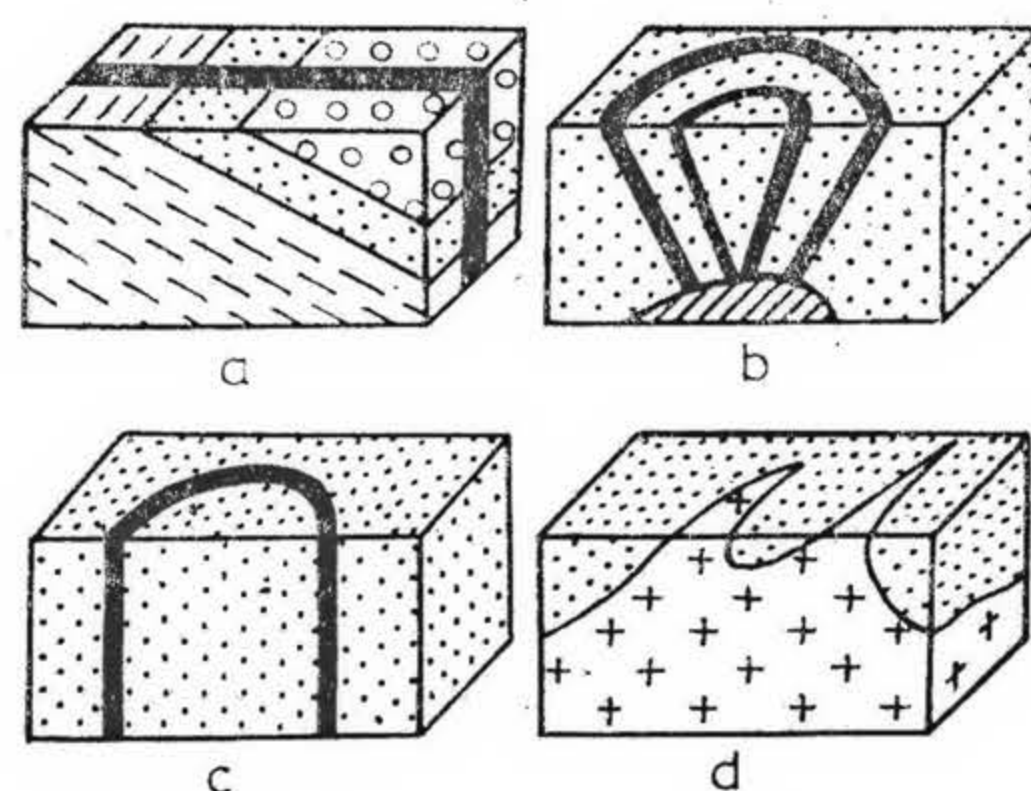


Fig. VII.6. Corpuri intruzive discordante:  
a — dike; b — pinze conice; c — dike inelar; d — batolit.

## 2. STRUCTURI SECUNDARE

Sub acțiunea proceselor geologice care se manifestă după formarea corpurilor de roci, formele primare de zăcămint suferă o serie de modificări în urma cărora iau naștere structurile secundare. Deformarea structurilor primare și, respectiv, apariția structurilor secundare este rezultatul acțiunii unor forțe de origini diferite.

O primă categorie de forțe, numite și *forțe neTECTONICE*, își au originea în procesele geologice care au loc la suprafața scoarței terestre cum sunt: *variația volumului* unor corpuri de roci prin adăugare sau expulzare de apă, sau sub acțiunea unor reacții chimice, *curgere*, *alunecarea*, sau *prăbușirea* unor mase de roci sub acțiunea cimpului gravitațional, *expulzarea spre suprafața pământului* a unor roci mai plastice și cu densitate mai mică decât a stratelor acoperitoare etc.

Cea de a doua și, totodată, cea mai importantă categorie de forțe care determină formarea structurilor secundare este reprezentată prin *forțele tectonice* care își au originea în interiorul planetei. Pentru explicarea originii forțelor tectonice au fost elaborate mai multe ipoteze și teorii, între care cea mai plauzibilă, în lumina datelor geofizice și geologice actuale, este *teoria tectonicii globale* sau a *tectonicii plăcilor*.

Conform acestei teorii învelișul extern rigid al planetei (litosfera) este format din opt plăci mari: eurasiatică (inclusiv Atlanticul de nord-est); nord-americană (inclusiv Atlanticul de nord-vest); sud-americană (inclusiv Atlanticul de sud-vest); africană, cu zona oceanică înconjurătoare; antarctică; indo-australiană (inclusiv partea de est a Oceanului Indian); sud-pacifică; nord-pacifică. Fiecare din aceste plăci, formate, la rândul lor,

din mai multe microplăci sau blocuri litosferice, se deplasează unele față de altele, fiind antrenate de curenții de convecție din substratul lor mai puțin rigid numit *astenosferă*.

În zonele de limită dintre două plăci, care se deplasează în sensuri divergente se găsesc creste medio-oceanice, în lungul cărora au loc procese de neformare a scoarței oceanice și de expansiune a fundului oceanic. Concomitent, în zonele de mișcare convergentă a plăcilor au loc procese de compresiune, care determină subducția unei plăci în raport cu cea alăturată, procese însoțite de cutarea și fracturarea rocilor, de îngroșare a scoarței torestre și de înălțarea unor lanțuri muntoase. La limita dintre două plăci care culisează una față de cealaltă, fără a se apropia sau îndepărta una de alta, se dezvoltă fracturi adânci numite *falii de transformare*.

Înțelegerea mecanismelor de formare a structurilor secundare se bazează pe cunoașterea forțelor care acționează asupra rocilor din scoarță și a modului de comportare a acestora sub acțiunea diferitelor forțe.

### 2.1. FORȚELE CARE ACȚIONEAZĂ ASUPRA ROCILOR ÎN SCOARȚA TERESTRĂ. STRESSUL ȘI DEFORMAREA

În scoarța terestră corpurile de roci sunt supuse, pe de o parte, unor forțe care acționează din toate sensurile cu intensități egale, constituind *presiunea litosferică* sau *geostatică*, iar pe de altă parte, la acțiunea unor *forțe orientate*, care se exercită cu intensități diferite pe direcții diferite. Forțele orientate, la rândul lor, pot fi: *forțe de distensiune* sau *întindere* orientate coliniar în sensuri divergente, tinzând la alungirea corpurilor; *forțe de compresiune* orientate convergent în lungul unei drepte, tinzând la scurtarea corpurilor pe direcția dată; *cupluri de forțe* care acționează necoliniar în sensuri opuse; *forțe de torziune*, care tind să răsucescă un corp în sensuri diferite.

Acțiunea acestor forțe tinde să fie echilibrată de forțele interne, de reacție ale rocilor, care se opun deformării. Intensitatea acțiunii și a reacției, care se manifestă pe unitatea de suprafață a unei secțiuni într-o rocă supusă deformării, a primit numele de *stress* și se exprimă, de regulă, în  $\text{daN/cm}^2$ .

Stressul într-un punct este dat de un agregat de forțe, care acționează din toate sensurile asupra aceluși punct. Atunci când aceste forțe au intensități egale din toate sensurile, stressul este *izotrop*. El poate fi redat printr-o sferă ale cărei raze reprezintă forțele care acționează asupra punctului respectiv. Când aceste forțe au intensități diferite pe direcții diferite, stressul este *anizotrop*. Acesta se reprezintă printr-un elipsoid cu trei axe dintre care axa lungă corespunde compresiunii maxime, axa cea mai scurtă — compresiunii minime, iar axa intermediară — compresiunii medii. Diferența algebrică dintre stressul maxim și minim constituie *stressul deformatant*.

Stressul care acționează asupra unui plan din interiorul unui corp supus unei compresiuni se descompune într-un *stress normal de compresiune*, care este orientat perpendicular pe planul dat și tinde să apropie particulele situate de o parte și de alta a planului, și un *stress tangențial* sau *de forfecare*, care tinde să determine o alunecare a particulelor paralel cu planul dat. Componenta tangențială a stressului este maximă în cazul când planul dat face un unghi de  $45^\circ$  cu direcția de compresiune principală.

Un eșantion de rocă supus experimental la un stress de compresiune, care crește treptat, trece succesiv prin trei stadii de deformare. Într-un prim studiu el suferă o *defor-*



mare elastică, care este proporțională cu mărimea stressului și care dispare o dată cu încetarea acestuia, corpul revenind la forma și dimensiunile inițiale. Dacă stressul depășește limita de elasticitate a rocii, aceasta suferă o *deformare plastică*, care se menține și după încetarea acțiunii stressului. Deformarea plastică este proporțională cu durata acțiunii stressului deformant. Dacă stressul continuă să crească, după stadiul deformării plastice, corpul poate suferi o *rupere*. În general, corpurile la care după o slabă deformare elastică intervine direct ruperea sunt *corpuri casante*, iar cele care pot suporta o importantă deformare plastică înainte de a se rupe sunt *corpuri ductile*.

Comportarea mai ductilă sau mai casantă a rocilor supuse unui stress depinde direct de caracterele petrografice ale acestora (grad de cimentare, mărimea granulelor, porozitate etc.) și este controlată de condițiile în care are loc procesul de deformare.

Astfel presiunea litostatică multilaterală, care crește în scoarța terestră o dată cu adâncimea, favorizează comportarea mai ductilă a rocilor.

Creșterea temperaturii determină, de regulă, o creștere a ductilității rocilor concomitent cu o reducere a stressului compresiv necesar deformării.

În stare uscată rocile se comportă mai casant decât atunci când conțin în pori diferite fluide (apă, petrol, gaze) aflate la presiuni reduse. O creștere pronunțată a presiunii fluidelor în pori determină o reducere a ductilității rocilor, favorizând apariția rupturilor.

Un alt factor care influențează comportarea mecanică a rocilor este *viteza deformării*. Astfel o rocă supusă unui stress, a cărui intensitate crește rapid, se comportă casant, în timp ce în condițiile unui stress care crește foarte lent, într-un timp îndelungat, ea se deformează plastic.

Acțiunea unor forțe asupra unui corp geologic poate determina deformarea, translația sau rotirea acestuia. *Deformarea* este o schimbare a formei corpului geologic, prin modificarea distanțelor dintre particulele care îl compun. *Translația* este o schimbare a locului ocupat de corpul respectiv, fără modificarea formei și nici a orientării în spațiu a acestuia, iar *rotirea* este o schimbare a orientării în spațiu a corpului cu un anumit unghi în raport cu o axă de rotire.

Ca urmare a proceselor de deformare, de translație și de rotire a corpurilor de roci, iau naștere diferite elemente structurale sau tipuri de structuri secundare cum sunt: *cutele*, *fisurile*, *faliile*, *încăleccările* și *pinzele tectonice*.

## 2.2. CUTE

O cută este o formă rezultată prin curbarea sau îndoirea unor strate din scoarța terestră.

Se numește *șarnieră* sau *ax* linia care unește punctele de curbura maximă ale unei suprafețe de stratificație din alcătuirea unei cute (fig. VII.7) Dacă în zona curburii maxime, suprafața reper are o formă hemicilindrică, șarniera este generatoarea mediană a zonei respective.

Suprafața (planul) care trece prin șarnierele tuturor stratelor unei cute se numește *suprafața axială* (*plan axial*); intersecția ei cu suprafața topografică marcată pe o hartă geologică reprezintă *axul cartografic al cutoi*.

Linia care unește punctele cele mai ridicate ale suprafeței unui strat reper constituie *creasta unei cutoi*, iar linia care unește punctele cele mai coborâte ale aceleiași suprafețe constituie *talpa cutoi*. Planul care cuprinde liniile de creastă ale mai multor strate

este un *plan creștal*. Punctul cel mai ridicat al unei linii de creastă reprezintă *culminația axială* sau *apexul cutoi*.

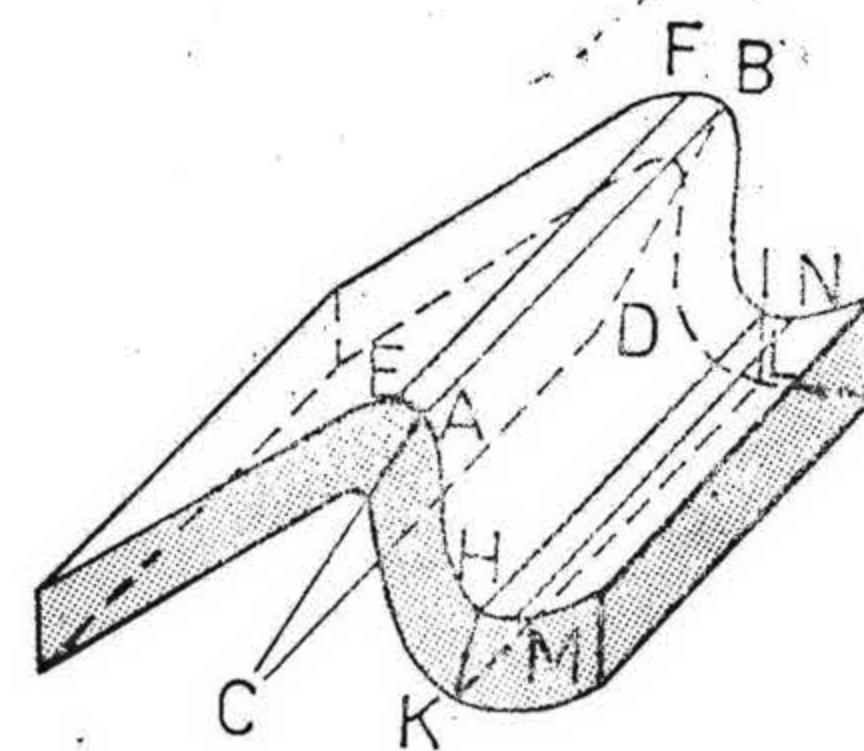


Fig. VII.7. Elementele cutoi:  
AB și HI — șarniere; ABCD și HIKL — plane axiale; ABHI — flanc; EF — creastă; MN — talpă.

Cutele la care partea centrală (axială) este formată din roci mai vechi decât părțile laterale se numesc *anticlinale*, iar cele la care partea axială este alcătuită din roci mai tinere se numesc *sinclinale*. Când ne referim numai la forma stratelor putem distinge *anti-forme*, sau cutoi cu partea convexă îndreptată în sus și *sinforme* — cutoi cu partea convexă îndreptată în jos. Unele anticlinale pot fi *sinforme*, după cum unele sinclinale pot fi *aniforme* (fig. VII. 8).

Părțile laterale, mai puțin curbate, ale unui anticlinal sau sinclinal se numesc *flancuri*. Unghiul diedru format între planele tangente la cele două flancuri ale unei cutoi este *unghiul cutoi*. În sectoarele în care șarniera unei cutoi este orizontală cele două flancuri ale cutoi se mențin paralele.

Când șarniera (axul) unei cutoi face un unghi, numit *unghi de plonj*, cu planul orizontal, spunem că această cută prezintă o coborâre axială în sensul coborârii șarnierei și,

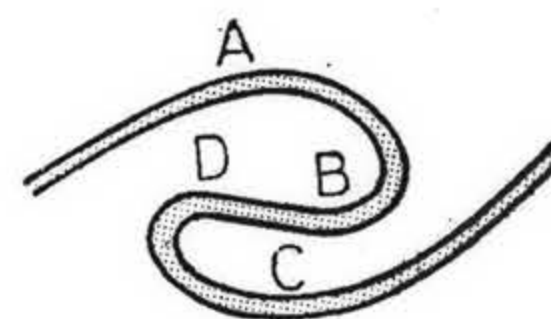


Fig. VII.8. Relații între elementele structurale și morfologice ale cutoi:  
A — anticlinal anti-form; B — anticlinal sin-form; C — sinclinal sin-form; D — sinclinal anti-form.

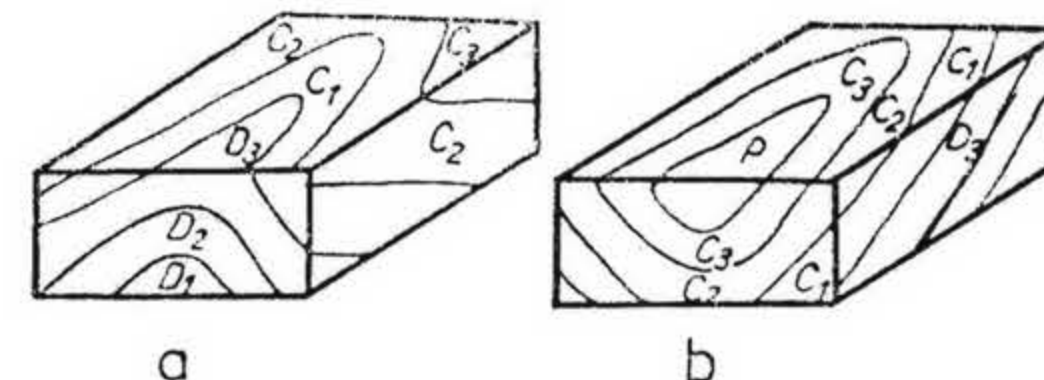


Fig. VII.9. Efectele ridicării și coborârii axiale ale cutoi:  
a — închidere periclinală; b — închidere centriclinală.

respectiv, o ridicare axială în sensul opus. În cazul coborârii axiale cele două flancuri ale unui anticlinal se unesc pe hartă, formând o *închidere periclinală*, iar în cazul ridicării axiale a unui sinclinal flancurile acestuia se unesc, de asemenea, constituind o *închidere centriclinală* (fig. VII. 9).



Distanța măsurată pe orizontală între cele două închideri (terminații) periclinală ale unui anticlinal reprezintă *lungimea anticlinalului*. Distanța măsurată pe verticală, într-o secțiune transversală, între creasta anticlinalului și dreapta care unește tălpile sinclinalelor alăturate constituie *înălțimea anticlinalului*; distanța orizontală între tălpile celor două sinclinale reprezintă *lățimea anticlinalului* cuprins între ele.

**Tipuri de cute.** Cutele se clasifică după mai multe criterii (fig. VII. 10):

CRITERIUL DE CLASIFICARE	TIPURI DE CUTE
POZIȚIA SUPRAFEȚEI AXIALE	Dreaptă, Inclădată, Deversată, Cutată, Răsturnată
RAPORTUL DINTRE FLANCURI	Monoclinală, Normală, Izoclinală, Evantai
MODUL DE ÎMBINARE AL FLANCURILOR	Larga, Strinsă, Cilindroidă, Cufăr, În zig-zag
POZIȚIA ȘARNIEREI	Orizontală, Cu plonj, Verticală
TIPUL DE CUTARE	Paralelă, Similară, Consedimentare, Diapiră
RAPORTUL DINTRE LUNGIME ȘI LĂȚIME	Liniară, Brachianticlinol, Dom, Chiuvetă

Fig. VII.10. Clasificarea cutelor.

- după poziția suprafeței axiale cutele pot fi *drepte, inclinate, deversate, culcate, sau răsturnate*;
- după raportul dintre flancuri se disting *cute normale, izoclinale* și *cute în evantai*;
- după modul de îmbinare a flancurilor deosebim: *cute largi* (unghiul cutoi  $> 90^\circ$ ), *cute strinse* (unghiul cutoi  $< 90^\circ$ ), *cute cilindroide*, *cute în formă de cufăr* și *cute în zig-zag*;
- după poziția șarnierei se disting *cute cu șarniera orizontală*, *cute cu șarniera înclinată* sau *cute cu plonj* și *cute verticale*;

— după raportul grosimii straterelor din șarnieră și din flancuri cutele pot fi *paralele*, la care grosimea straterelor rămâne constantă, *cute similare*, la care grosimea normală a straterelor din șarnierele anticlinale și sinclinale este mai mare decât în flancuri, menținându-se constantă numai grosimea măsurată paralel cu planul axial, *cute consedi-*

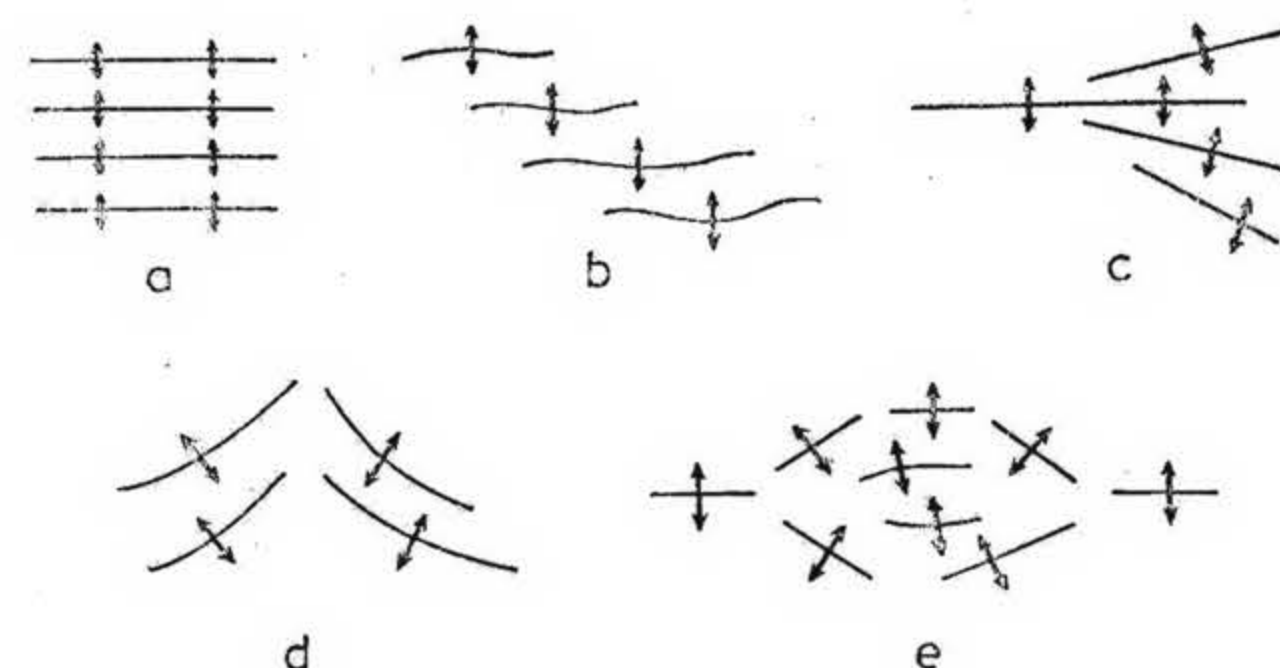


Fig. VII.11. Asociații de cute în plan orizontal:

a — cute paralele; b — cute în culise; c — cute în virgație; d — cute în ghirlandă; e — cute în fascicul amigdaloid.

*mentare*, la care grosimea este minimă în șarniera anticlinală și maximă în cea sinclinală și *cute diapire*, caracterizate prin prezența unui nucleu de sare sau altor roci plastice, boltesc și străpung parțial sau total stratele acoperitoare;

— după modul de asociere în secțiuni transversale se disting: *anticlinorii*, la care cutele din zona centrală sunt mai ridicate și *sinclinoirii*, la care cutele din zona centrală sunt mai coborâte decât cele din zonele laterale.

— Examine în planul orizontal al hărții geologice se deosebesc asociații de *cute paralele, în culise, în virgație, în ghirlandă* sau în *fascicul amigdaloid* (fig. VII.11).

**Mecanisme de cutare.** Cutarea este o deformare continuă și neomogenă a maselor de roci, determinată, în general, de acțiunea unor forțe de compresie.

Pe baza datelor experimentale a rezultat că modul de comportare a rocilor supuse la compresie depinde de condițiile de temperatură și de presiune. Astfel, la temperaturi și presiuni reduse, caracteristice zonei superficiale a scoarței terestre, rocile se comportă, de regulă, casant în timp ce la presiuni și temperaturi mai ridicate, caracteristice zonelor situate la adâncimi din ce în ce mai mari, rocile devin din ce în ce mai ductile, iar după depășirea unei temperaturi limită ele se topesc, trecând în stare de fluide viscoase.

În condițiile comportării casante, deformarea rocilor are loc, în special, prin forfecare în lungul unor plane de ruptură sau de falie. În condițiile unei ductilități reduse, stratele supuse la compresie se cutează prin *flexiune și alunecare*, păstrându-și constantă grosimea. Când ductilitatea rocilor este relativ ridicată, deformarea se manifestă în toată masa rocilor, care suferă astfel un proces de *cutare prin aplatizare*, concomitent cu apariția sistozității. În condițiile comportării fluidale pot lua naștere *cute de curgere*.

Cutarea prin flexiune și alunecare, nemodificând substanțial grosimea inițială a straterelor, mai este numită și *cutare izopacă*. Cutele formate în acest mod păstrează paralelismul dintre suprafețele de stratificație, adică sunt *cute paralele*.

Acest tip de cutare este caracteristic seriilor sedimentare formate din strate relativ rezistente la deformare, capabile de a transmite forțele de compresie, de a aluneca



unele în raport cu altele și de a se curba sub acțiunea acestor forțe. Formarea cutelor de flexiune și alunecare se poate realiza fie prin deformarea șarnierei, fie prin deformarea flancurilor

În deformarea de șarnieră partea superioară a stratului în șarniera anticlinală suferă o întindere, iar partea inferioară o comprimare, în timp ce flancurile sînt deformate mai slab. Ca urmare, în partea superioară a șarnierei anticlinale și în cea inferioară a celei sinclinale pot apare *crăpături de tensiune*, adesea umplute cu minerale depuse din soluții, iar în partea inferioară a șarnierei anticlinale și în cea superioară a șarnierei sinclinale se pot forma *fisuri de forfecare* și *rupturi de compresiune* (fig. VII. 12).

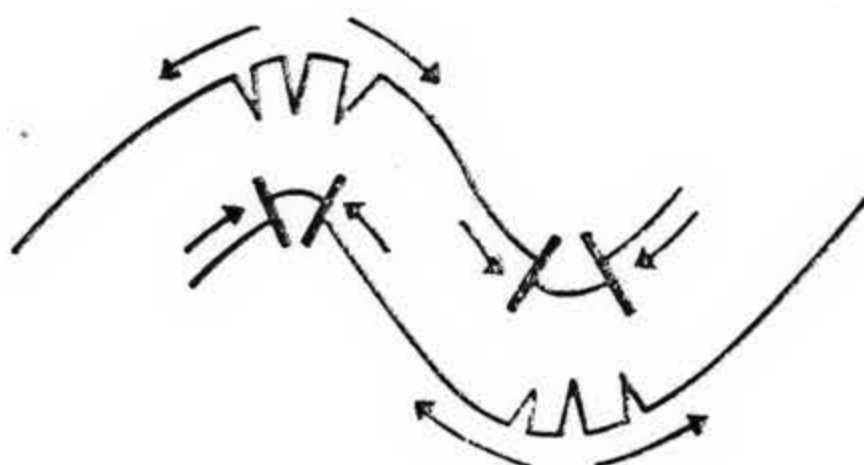


Fig. VII.12. Distribuția eforturilor și a suprafețelor de ruptură în cazul deformării de șarnieră a unui strat.

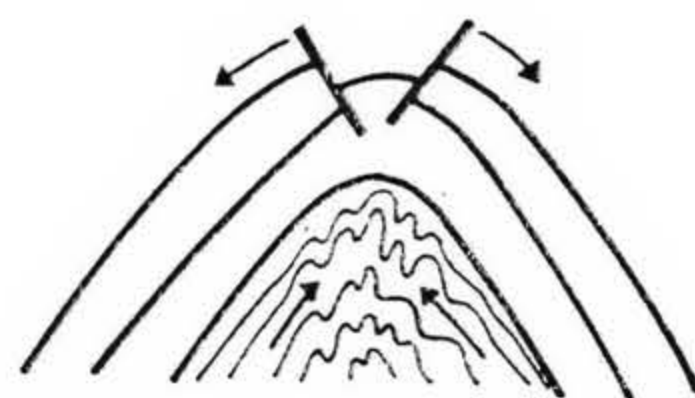


Fig. VII.13. Structură anticlinală cu deformare de șarnieră, constituită din roci rigide în partea superioară și roci mai puțin rigide în partea inferioară a succesiunii de strate.

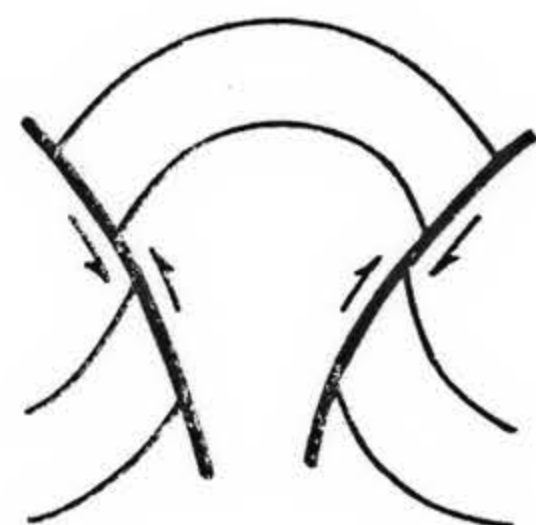
Într-o succesiune de depozite sedimentare, distensiunile din șarniera anticlinală pot genera, uneori, *grabene*, iar compresiunile din nucleul anticlinală pot determina apariția unor *microcutări dizarmonice* (fig. VII. 13) sau a unor *încălecări*.

În deformarea de flanc, în șarnierele cutelor deformarea este minimă, în timp ce în flancuri are loc o deformare intensă a stratului sub acțiunea unui cuplu de forțe care determină, în partea superioară a stratului, o alunecare a materiei spre șarniera anticlinală, iar în partea inferioară a stratului, o alunecare spre șarniera sinclinală. O imagine a acestui tip de deformare se obține arcuind un pachet de foi de hîrtie ținut fix în partea centrală (fig. VII.14).



Fig. VII.14. Deformarea de flanc.

Fig. VII.15. Rupturi asociate deformării de flanc



În cazul unor compresiuni puternice, deformarea de flanc este însoțită de apariția, în flancuri, a unor *falii de încălecare* (fig. VII.15). Formarea cutelor de flexiuni și

alunecare presupune existența unei suprafețe de decolare a seriei cutate în raport cu fundamentul mai rigid al acesteia.

*Cutarea prin aplatisare* este o deformare plastică a unor strate, ca efect al unei aplatisări neomogene a rocilor, însoțită de o reducere (scurtare) a suprafeței ocupate inițial și de o modificare a grosimii inițiale a stratelor (*cutare anizopacă*). Prin această deformare, elementele liniare și planare ale rocilor se orientează paralel cu planele de aplatisare, determinînd apariția unei șistozități. Planele de aplatisare se pot dispune perpendicular, oblic sau paralel cu planele de stratificație (fig. VII.16).

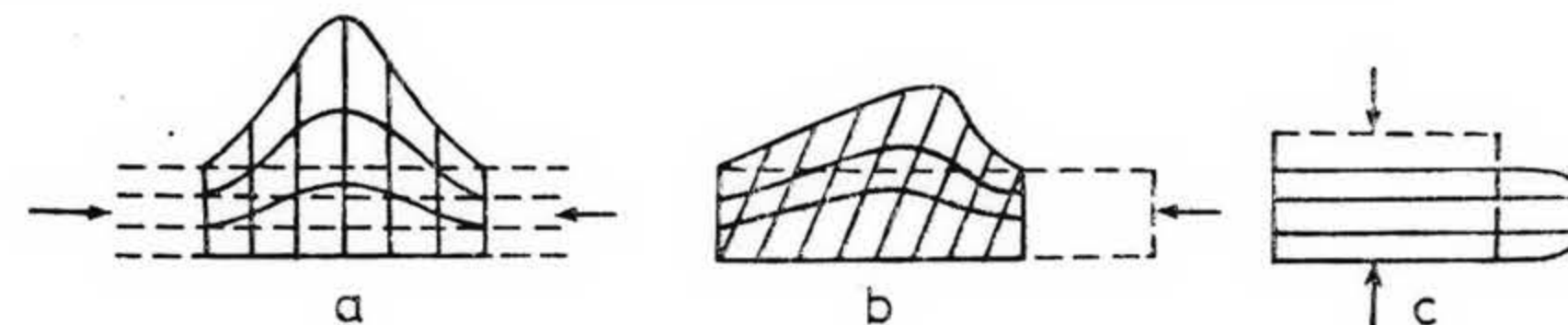


Fig. VII.16. Cutare prin aplatisare:

a — perpendicular cu stratificație; b — oblic cu stratificație; c — paralel cu stratificația. Forma inițială este redată prin linie întreruptă.

În cazul cutării prin aplatisare mărimea comprimării laterale nu poate fi determinată prin măsurarea lățimii desfășurate a stratelor, întrucît aceasta nu mai reprezintă lățimea inițială a acestora.

*Cutarea de curgere* se produce în strate cu ductilitate relativ ridicată, ca urmare a unei alunecări a particulelor materiale unele față de altele în lungul unor linii paralele, fără o comprimare perpendiculară pe planul axial al cutelor (fig. VII.17). Acest tip de cutare se manifestă, de regulă, în cazul rocilor aflate la temperaturi apropiate de punctul de fuziune, dar el se observă și în cazul unor roci ductile (ex. sarea), care în timp geologic se comportă ca lichide foarte viscoase.

Trecerea de la un tip de cutare la altul nu se face brusc. Astfel, în scoarța terestră se pot întîlni cuto formate printr-un mecanism mixt și anume: *cute de flexiune* și *forfecare*, *cute de flexiune* și *aplatisare* sau *cute de aplatisare* și *curgere*.

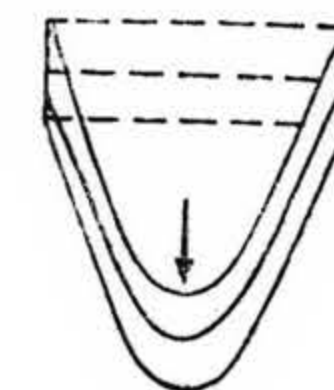


Fig. VII.17. Cută de curgere. Forma inițială este redată prin linie întreruptă.

## 2.3. FISURI

Fisurile sau crăpăturile sînt suprafețe de ruptură lipsite de orice deplasare relativă a compartimentelor sau însoțite de deplasări foarte mici.

După poziția pe care o au în raport cu stratificația *fisurile* pot fi *longitudinale*, *transversale*, *oblice*, sau *paralele* cu stratificația. După dimensiunile pe care le au se disting: *microfisuri* — vizibile numai sub microscop, *macrofisuri* cu dimensiuni de ordinul centimetrilor sau al metrilor și *megafisuri*, cu dimensiuni de sute sau mii de metri.

Din punct de vedere genetic, fisurile se împart în *fisuri de origine fizico-chimică* și *fisuri de origine mecanică*. Cele de origine fizico-chimică sînt reprezentate prin *crăpături*



de uscare, fisuri de contracție prin răcirea unor corpuri de roci magmatice, diacleze sau fisuri umplute cu minerale depuse din soluții în procesul de diagenază etc. Fisurile de origine mecanică pot fi provocate de forțe tectonice, cum ar fi alunecările și prăbușirile de teren, sau de forțe tectonice legate de mișcările scoarței terestre. Fisurile de origine tectonică pot fi *fisuri de întindere*, caracterizate prin forma neregulată a suprafețelor de ruptură și *fisuri de forfecare*, relativ netede și însoțite de oglinzi și striuri de fricțiune.

Forma și distribuția în spațiu a acestor fisuri reflectă eforturile la care au fost supuse rocile, iar studiul lor sistematic contribuie la cunoașterea orientării forțelor tectonice care au determinat deformarea generală a rocilor.

## 2.4. FALII

O *falie* este o ruptură a rocilor din scoarța terestră, în lungul căreia cele două compartimente, pe care le separă, s-au deplasat unul în raport cu celălalt.

Când ruperea și deplasarea relativă a celor două compartimente s-a produs în lungul unei singure suprafețe de fractură, aceasta poartă numele de *plan al faliei*, deși în cazuri concrete această suprafață nu este întotdeauna plană.

Când însă cele două compartimente sînt separate printr-o zonă de breii tectonice sau de milonitizare cu lățimi de zeci sau sute de metri, vorbim de o *zonă de falie*.

Deplasarea unui compartiment față de cel opus se poate realiza prin simplă translație sau prin rotire.

Mărimea deplasării reale a compartimentelor unei falii se exprimă prin *săritura reală* sau *netă a faliei*. După cum se vede în fig. VII.18, săritura reală ( $AB$ ) este distanța măsurată în planul faliei de la un punct al unui compartiment pînă la punctul inițial adiacent situat în compartimentul opus.

Săritura reală prezintă următoarele componente:

- săritura pe înclinare ( $AC$ ), măsurată pe linia de cea mai mare pantă a planului faliei;
- săritura pe direcție ( $CB$ ), măsurată paralel cu direcția faliei;

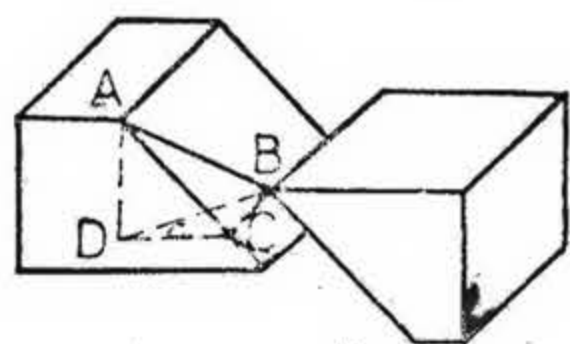


Fig. VII.18. Săritura reală ( $AB$ ) și componentele ei.

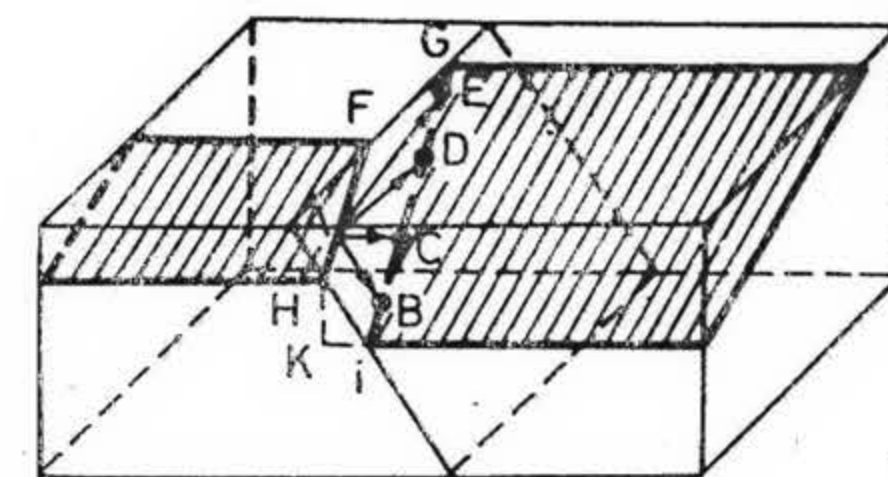
- săritura orizontală ( $DB$ ), reprezentind proiecția pe planul orizontal a săriturii reale;

- săritura verticală ( $AD$ ), reprezentind deplasarea relativă pe verticală a compartimentelor;

- săritura transversală ( $DC$ ), reprezentind deplasarea compartimentelor pe orizontală măsurată perpendicular pe direcția faliei.

Mărimea acestor componente poate fi dedusă cunoscind săritura reală și următoarele unghiuri: înclinarea faliei ( $\widehat{ACD}$ ), unghiul dintre direcția faliei și cea a săriturii reale ( $\widehat{DBC}$ ), plonjul săriturii reale ( $\widehat{ABD}$ ) și pitch-ul săriturii reale ( $\widehat{ABC}$ ) măsurat în planul faliei, între orientarea săriturii reale și o orizontală a planului faliei.

Fig. VII.19. Relațiile dintre săriturile aparente (separații) și cele reale. În secțiune transversală falia este aparent normală, iar în plan orizontal ea este o decroșare aparentă. În funcție de sensul săriturii reale ea poate fi: falie normală ( $AB$ ), falie normală cu decroșare ( $AC$ ), decroșare senestră ( $AD$ ) sau falie inversă cu decroșare ( $AE$ ), întrucît oricare din punctele  $B$ ,  $C$ ,  $D$ , sau  $E$  a putut fi adiacent punctului  $A$  înainte de falie.



Pentru determinarea săriturii reale a unei falii este necesară identificarea, în cei doi pereți ai faliei, a unui reper linier care a fost intersectat și deplasat prin falie. Drept reper poate servi, de exemplu, linia de intersecție dintre două filoane mai vechi decît falia, creasta sau șarniera unei cute afectate de falie. Uneori se poate determina sensul săriturii reale, pe baza striurilor de fricțiune vizibile în pereții faliei. Trebuie, însă, să ținem seama că striurile de fricțiune indică numai sensul ultimei deplasări a compartimentelor, urmele deplasărilor mai vechi fiind șterse în cadrul mișcărilor mai recente.

Pe hărți și secțiuni geologice, ca și în galerii sau puțuri care traversează un plan de falie, se pot determina numai diferite sărituri aparente, fără a cunoaște sensul și mărimea reală a deplasării unui compartiment față de celălalt.

Prin *săritură aparentă* sau *separație* se înțelege distanța măsurată, pe o direcție dată, între cele două părți ale unui orizont reper planar, identificate de o parte și de alta a faliei.

Astfel, în fig. VII. 19, reprezentind o falie înclinată, perpendiculară pe direcția unui strat reper înclinat, se disting: o *săritură aparentă paralelă cu direcția faliei* sau *decroșarea aparentă* ( $FG$ ); o *săritură aparentă pe înclinare* ( $HI$ ); o *săritură aparentă pe verticală* ( $HK$ ); o *săritură transversală aparentă* ( $KI$ ). Aceste sărituri aparente reprezintă efectul geometric al unei mișcări de translație a compartimentelor pe oricare din direcțiile  $AB$ ,  $AC$ ,  $AD$ , sau  $AE$  marcate prin săgeți pe figură. De aici rezultă că atît timp cît nu cunoaștem care din punctele aparținind dreptei  $IG$  a fost, înainte de falie, adiacent punctului  $A$  din compartimentul opus al faliei, nu putem preciza sensul mișcării reale a compartimentelor și nici tipul real al faliei.

Trebuie remarcat faptul că aceeași săritură aparentă poate fi determinată de diferite deplasări sau sărituri reale ale compartimentelor. Pe de altă parte, atunci cînd translația compartimentelor se realizează în lungul liniei de intersecție dintre planul faliei și planul orizontului reper, ca și în cazul faliilor paralele cu stratificația, săritura aparentă este nulă indiferent de mărimea săriturii reale.

**Tipuri de falii.** După raportul dintre direcția faliei și direcția stratelor se disting (fig. VII. 20): *falii direcționale* — paralele cu direcția stratelor, *falii perpendiculare* pe direcția stratelor, *falii diagonale* și *falii paralele* cu planele de stratificație.



În raport cu direcția planului axial al unei cute, faliile pot fi *longitudinale*, cînd sînt paralele cu direcția planului axial, *falii transversale* — perpendiculare pe direcția planului axial sau *falii oblice*, cînd fac un unghi diferit de  $90^\circ$  cu direcția planului axial.

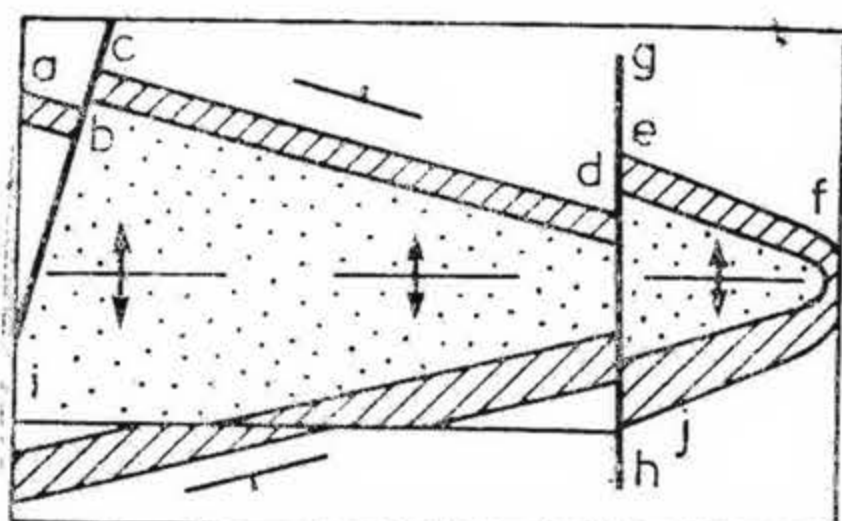


Fig. VII.20. Schița geologică a unui anticlinal faliat:

*ab, cd, ef* — falie direcțională (oblică față de axul cutoi); *ij* — falie longitudinală (diagonală față de direcția straturilor); *cb* — falie perpendiculară pe direcția straturilor; *gh* — falie transversală.

Faliile care înclină în același sens cu înclinarea straturilor se numesc *falii conforme*, iar cele care înclină în sensul opus înclinării straturilor se numesc *falii contrare*. În cazul faliilor conforme înclinarea faliei poate fi mai mare sau mai mică decît înclinarea straturilor. Cînd înclinarea planului unei falii este de  $90^\circ$  vorbim de o *falie verticală*.

După sensul mișcării reale a compartimentelor faliile se împart în următoarele categorii (fig. VII. 21):

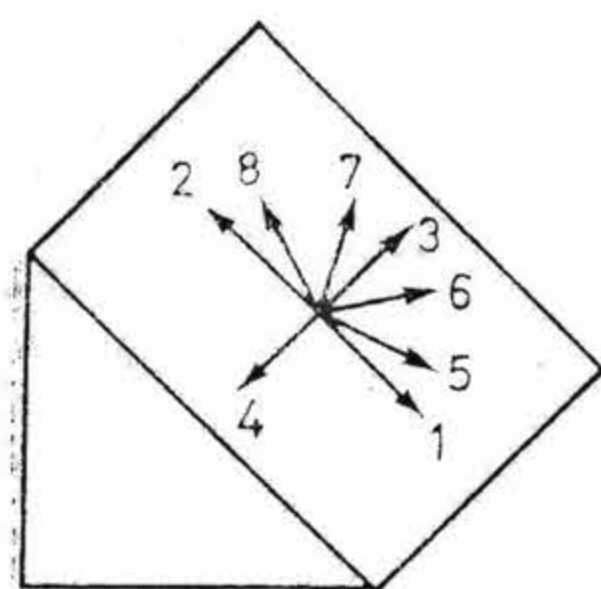


Fig. VII.21. Blocdiagramă reprezentînd compartimentul din culcuș al unei falii. Săgețile indică sensul deplasării compartimentului din acoperiș:

1 — falie normală; 2 — falie inversă; 3 — decroșare senestră; 4 — decroșare dextră; 5 — falie normală senestră; 6 — decroșare senestră normală; 7 — decroșare senestră inversă; 8 — falie inversă senestră.

— *falii normale*, la care compartimentul din acoperiș s-a deplasat efectiv în jos pe înclinarea faliei. Ele iau naștere ca efect al unei mișcări divergente a compartimentelor sub acțiunea unor forțe de distensiune;

— *falii inverse*, la care compartimentul din acoperiș s-a mișcat în sus pe înclinarea faliei. Ele se formează ca urmare a unei mișcări convergente a compartimentelor sub acțiunea unor forțe de compresiune orizontală. Cînd unghiul de înclinare a planului de ruptură este mai mare de cît  $45^\circ$  le numim *falii inverse propriu-zise*, cînd acest unghi este cuprins între  $45^\circ$  și  $10^\circ$  le numim *încălecări*, iar cînd el este mai mic decît  $10^\circ$ , iar săritura reală este de ordinul kilometrilor sau zecilor de kilometri vorbim de *plînze de șariaj*;

— *falii de decroșare*, sau *decroșări propriu-zise*, sînt falii la care săritura reală este practic paralelă cu direcția planului de ruptură. Ele iau naștere în urma unei mișcări de culisare a compartimentelor sub acțiunea unui cuplu orizontal de forțe. Poziția planului de decroșare poate fi verticală sau înclinată. Se disting *decroșări dextre*, la care compartimentul opus observatorului s-a mișcat spre dreapta acestuia și *decroșări senestre*, la care mișcarea s-a produs spre stînga observatorului;

— *falii cu săritură oblică* sînt cele la care orientarea săriturii reale face un unghi diferit de  $90^\circ$  cu direcția planului de ruptură. Între acestea se disting, de exemplu, *falia normală senestră*, *decroșarea senestră normală*, *decroșarea senestră inversă* și *falia inversă senestră*.

În toate cazurile în care nu se poate preciza sensul mișcării reale a compartimentelor nu putem vorbi decît de *falii aparent normale*, *falii aparent inverse* sau de *decroșări aparente*. De exemplu, falia reprezentată în fig. VII. 18 este o falie aparent normală în secțiune transversală și, respectiv, o decroșare aparentă senestră — în planul orizontal al hărții.

O clasificare a faliilor reprezentate în secțiuni orientate perpendicular pe direcția faliei este dată în fig. VII. 22. Trebuie subliniat faptul că săriturile redată în secțiuni sînt sărituri aparente. Astfel, în prima coloană orizontală a figurii, stratele apar orizontale, dar ele pot fi, în realitate, înclinate, avînd o direcție paralelă cu direcția secțiunii, la fel ca în fig. VII. 19, iar mișcarea reală a compartimentelor poate corespunde unei decroșări sau unei falii cu săritură oblică. De asemenea, la celelalte tipuri de falii redată în fig. VII. 22, săritura reală poate fi total diferită de săritura aparentă din secțiune.

FALII VERTICALE	FALII INCLINATE	
	Aparent normale	Aparent inverse
	Conforme 	

Fig. VII.22. Tipuri de falii în secțiuni perpendiculare pe direcția planului de ruptură.

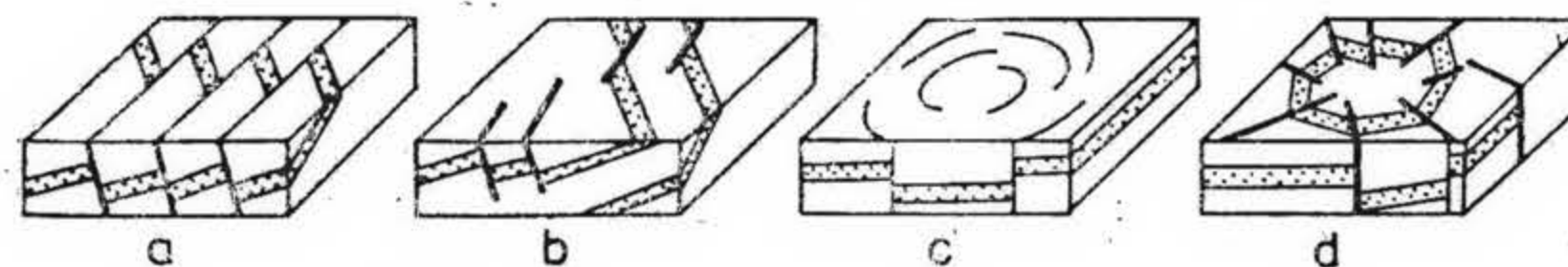


Fig. VII.23. Asociații de falii în plan orizontal.

După modul de asociere în plan orizontal, se disting sisteme de falii paralele (fig. VII. 23, a), în culise (fig. VII.23, b), radiare (fig. VII. 23, c), sau concentrice (fig. VII. 23, d)



După aspectul pe care îl prezintă în secțiuni transversale (fig. VII. 24) se disting următoarele asociații de falii:

— *falii în trepte* sînt sisteme de falii, în general paralele, la care compartimentele coboară succesiv într-un singur sens. După raportul dintre înclinarea stratelor și înclinarea

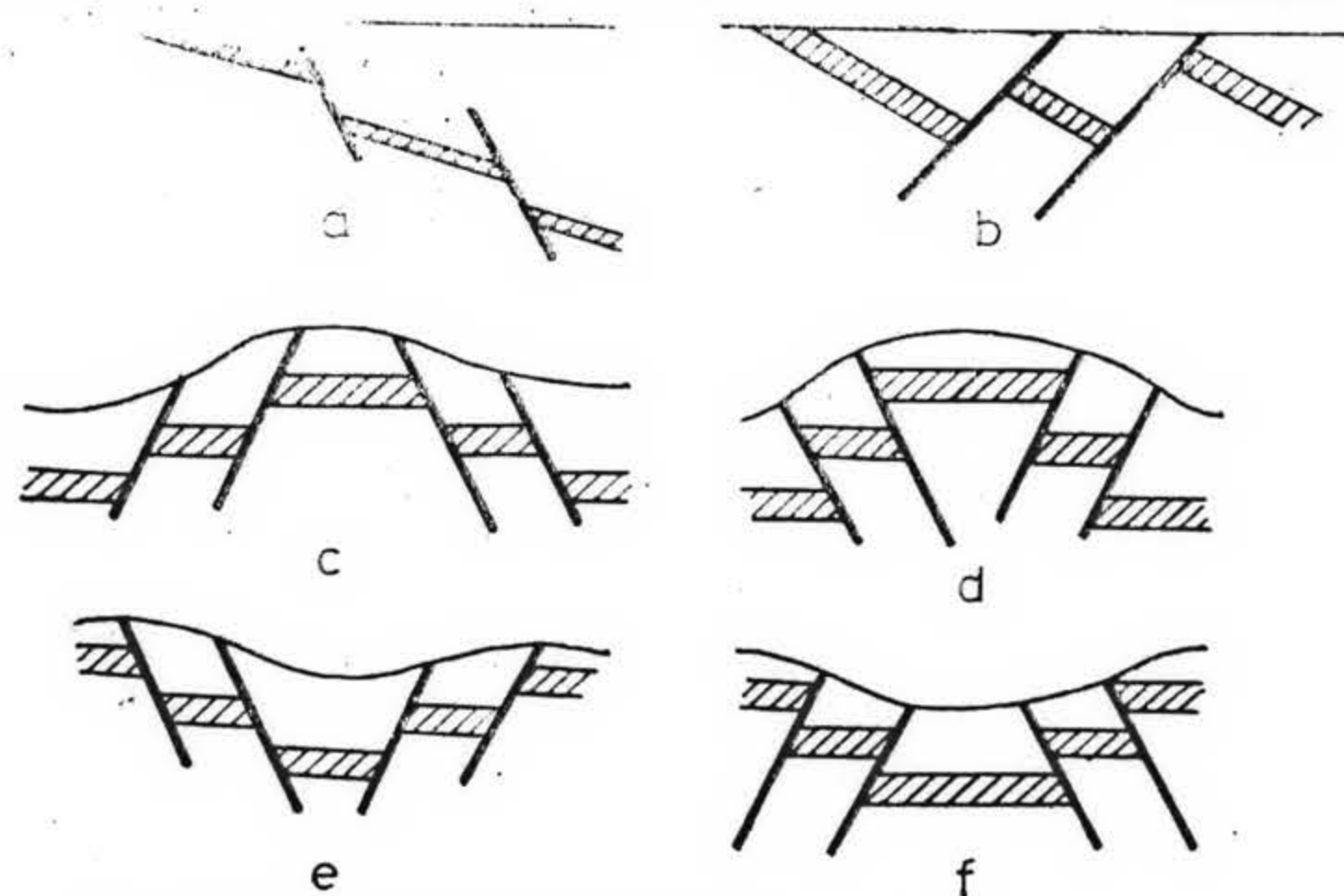


Fig. VII.24. Asociații de falii în secțiuni transversale.

faliilor se deosebesc sisteme de falii în trepte sintetice (fig. VII. 24, a) formate prin asocierea unor falii conforme și sisteme de falii în trepte antitetice (fig. VII. 24, b) formate prin asocierea unor falii contrare;

— *horsturi*, adică asociații de falii la care compartimentul central este mai ridicat decât cele laterale. Ele se pot forma ca efect al acțiunii unor forțe de distensiune și, în acest caz, sînt flancate de falii normale (*horst de distensiune*, fig. VII. 24, c), sau ca efect al unor compresiuni orizontale și, în acest caz, sînt flancate de falii inverse sau de încălecări (*horst de compresiune*, fig. VII. 24, d);

— *grabene sau gropi tectonice* sînt asociații de falii, mai mult sau mai puțin paralele, la care compartimentul central este coborît în raport cu cele laterale. Ca și în cazul horsturilor, se deosebesc grabene de distensiune sau de rift (fig. VII. 24, e), flancate de falii normale, formate sub acțiunea unor forțe orientate în sensuri divergente și grabene de compresiune (fig. VII. 24, f) flancate de falii inverse, formate sub acțiunea unor forțe orientate convergent;

— *hemigrabene* sînt compartimente coborîte în lungul unui singur sistem de falii în trepte sau a unui singur plan de falie, ca efect al unei mișcări de basculare a scoarței.

## 2.5. ÎNCĂLECĂRI

O încălecăre este o falie inversă formată sub acțiunea unor forțe de compresiune orizontală foarte puternice, caracterizată printr-o înclinare relativ mică a planului de ruptură (10 — 45°) și o săritură netă de ordinul sutelor sau al miilor de metri.

După modul de formare se disting următoarele tipuri de încălecări (fig. VII. 25):

— *încălecări formate concomitent cu mișcările de cutare a stratelor*. În această categorie intră încălecările de tensiune sau cute-falii (fig. VII. 25, a), formate prin întinderea și laminarea flancului invers al unei cute deversate sau culcate și încălecările de fractură

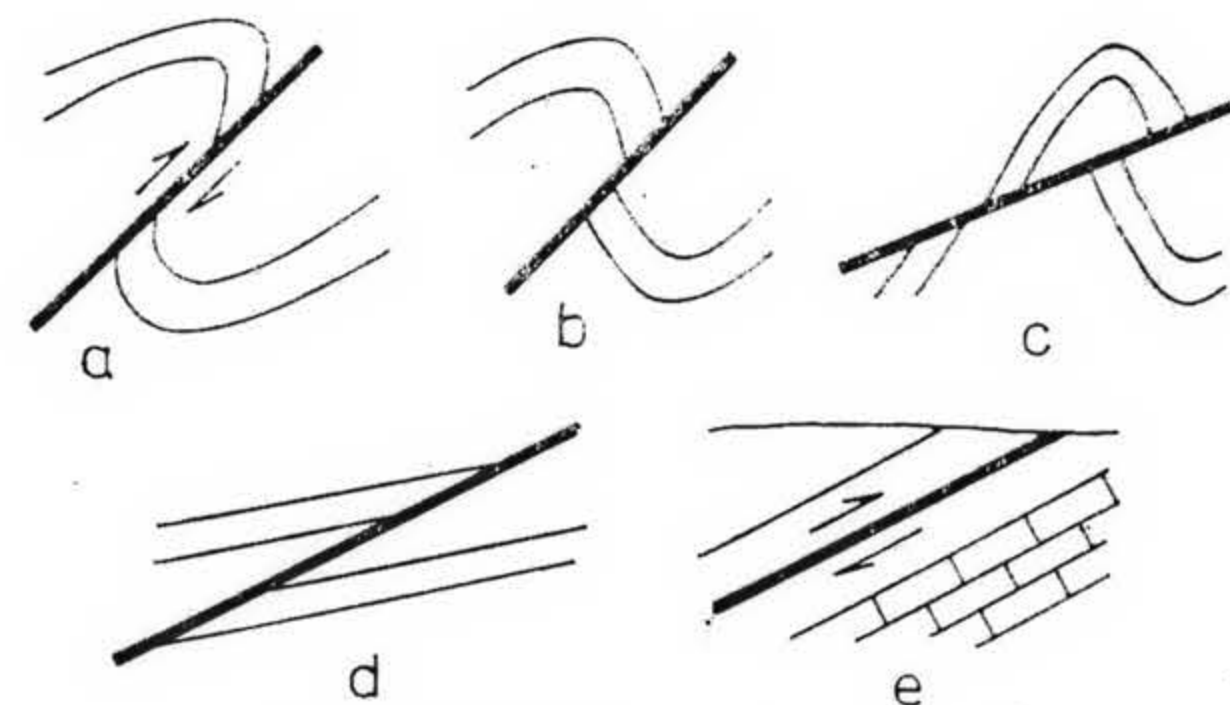


Fig. VII.25. Tipuri de încălecări:

a — încălecăre de tensiune (cută-falie); b — încălecăre de fractură; c — încălecăre de forfecare ulterioară procesului de cutare; d — încălecăre oblică față de stratificația unei structuri monoclinale; e — încălecăre paralelă cu stratificația.

(fig. VII. 25, b), formate prin forfecarea, perpendicular pe stratificație, a flancului unei cute;

— *încălecări ulterioare procesului de cutare*, la care suprafața de încălecăre intersectează o structură cutată formată într-o fază anterioară de compresiune;

— *încălecări în structuri monoclinale sau orizontale*, la care suprafața de ruptură poate fi oblică sau paralelă cu planele de stratificație.

## 2.6. PÎNZE TECTONICE

O pînză tectonică este o masă mare de roci care a fost deplasată pe distanțe de ordinul zecilor de kilometri peste alte formațiuni geologice care poartă numele de *autohton*.

După modul de formare se disting pînze de acoperire rezultate prin dezvoltarea puternică a unor cute culcate și caracterizate prin existența unui flanc invers și pînze de șariaj caracterizate prin lipsa flancului invers, care a fost înlocuit printr-o suprafață de ruptură numită *suprafață de șariaj*, în lungul căreia s-a produs alunecarea pînzei peste autohton.

Partea cea mai avansată a unei pînze de șariaj este *fruntea pînzei*, iar zona din care a început șariajul constituie *zona de rădăcină a pînzei*. O porțiune din corpul pînzei izolată



prin eroziune de masă principală a pînzei se numește *petec de acoperire* sau *klippă*, iar o deschidere făcută prin eroziune în corpul pînzei, care permite observarea autohtonului la zi, constituie o *fereastră tectonică* (fig. VII. 26).

Încălecările secundare din corpul unei pînze de șariaj se numesc *digitații*, iar cele care aparțin autohtonului se numesc *duplicaturi*. Atunci cînd între corpul unei pînze și

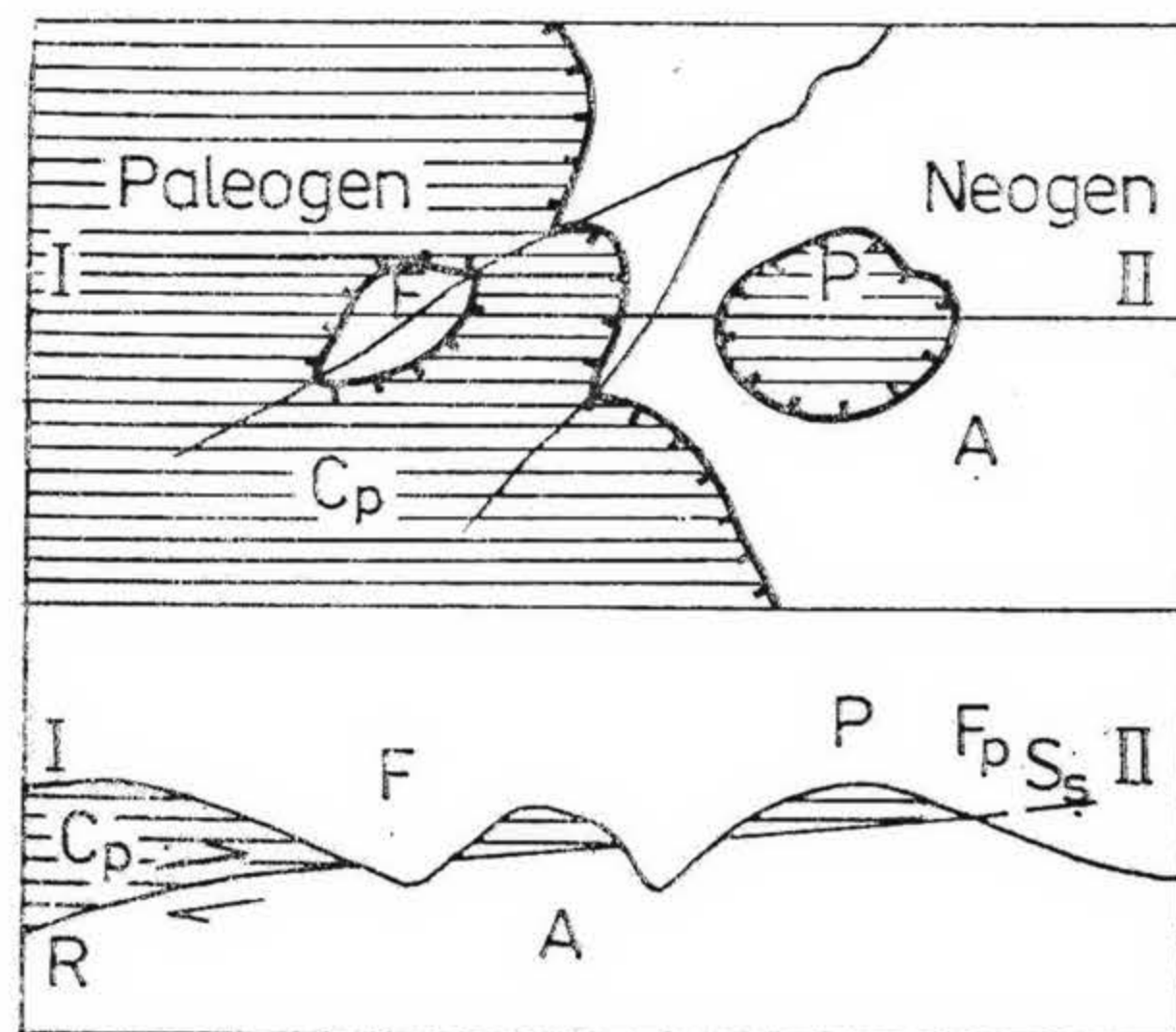


Fig. VII.26. Reprezentarea pe hartă (sus) și în secțiune (jos) a elementelor unei pînze de șariaj:

C_p — corpul pînzei; A — autohton; P — petec de acoperire;  
F — fereastră tectonică; S_s — suprafață de șariaj; F_p — fruntea pînzei; R — rădăcina pînzei; I II — orientarea secțiunii geologice.

autohtonul ei se interpune o masă de roci încălecată, la rîndul ei, peste autohton, această masă de roci poartă numele de *paraautohton*. Depozitele depuse peste corpul pînzei ca și peste autohton, după terminarea procesului de șariaj, poartă numele de *neautohton*.

Se disting, în general, următoarele tipuri de pînze de șariaj: *pînze de supracutare* formate prin dezvoltarea largă a unor cute-falii majore, *pînze de forfecare*, la care suprafața de șariaj este un plan de forfecare apărut în roci relativ rigide și *pînze de decolare* formate prin alunecarea gravitațională a unor mase foarte mari de roci. Pînzele constituite, în principal, din roci sedimentare nemetamorfizate, rezultate printr-o alunecare sau curgere gravitațională mai sînt numite și *pînze de cuvertură* sau de tip *helvetic*, iar cele formate, în special, din roci metamorfice și granitice care au fost expulzate de la mari adîncimi în urma unui proces de diapirism profund și revărsate la suprafața Pămîntului sînt numite *pînze de tip penninic*.

### 3. MANIFESTAREA PROCESELOR TECTONICE ÎN SPAȚIU ȘI TIMP

După caracteristicile structurale și modul de manifestare a proceselor tectonice, pe suprafața Pămîntului se disting *regiuni rigide* sau *platforme* caracterizate printr-o mobilitate relativ redusă și *zone mobile*, în care procesele geodinamice se manifestă, în general, cu o intensitate mai mare.

Platformele din domeniul continental, numite și *cratogene*, se caracterizează prin relief neaccentuat, mișcări verticale de amplitudine relativ redusă, seismicitate slabă și magmatism absent, sau limitat la erupții bazaltice de platou.

În structura platformelor se distinge un fundament cutat, mai mult sau mai puțin metamorfozat, acoperit în cea mai mare parte de o cuvertură sedimentară orizontală, local slab undulată. Sectoarele în care fundamentul cutat apare la zi sau este acoperit cu depozite sedimentare de mică grosime au primit denumirea de *scuturi*, iar cele în care grosimea cuverturii sedimentare este mai mare decît 1,5 km sînt considerate ca *platforme propriu-zise*. În cadrul acestora din urmă se disting structuri pozitive numite *anteclize*, cu fundamentul relativ ridicat și cuvertura sedimentară caracterizată prin numeroase lacune stratigrafice, și structuri negative numite *sineclize* sau *depresiuni*, caracterizate printr-o mare grosime a cuverturii sedimentare, prin raritatea lacunelor stratigrafice și prin conture, în general, ovale.

După vîrsta consolidării fundamentului, se disting *platforme vechi*, *epiproterozoice*, al căror fundament a fost cutat și consolidat înainte de începutul Paleozoicului, cum este Platforma Est-Europeană cu prelungirea ei în România, numită Platformă Moldovenească. Platformele mai tinere și relativ mobile, numite și *platforme epihercinice*, se caracterizează printr-un fundament cutat format din roci metamorfice și sedimentare, consolidate la sfîrșitul Paleozoicului. În această categorie intră și Platforma Moesică dezvoltată între Carpați și Balcani.

În evoluția platformelor se distinge un stadiu *preplatformic* în care s-au manifestat procese de sedimentare, de cutare, de metamorfism, de consolidare, și de peneplenizare care au condus la formarea fundamentului și un *stadiu de platformă*, în care regiunea respectivă s-a comportat relativ rigid, suferind numai mișcări lente, de ridicare și de coborîre, care au determinat regresii și transgresii marine, în urma cărora a luat naștere *cuvertura de platformă*.

Platformele din domeniul oceanic sînt regiuni relativ rigide delimitate de crestele medio-oceanice, de povîrnișul continental sau de marginea foselor abisale. Ele sînt constituite dintr-un fundament reprezentat prin stratul bazaltic al scoarței de tip oceanic și o cuvertură sedimentară necutată sau slab undulată.

Zonele mobile din domeniul continental, numite și *zone de cutare* sau *zone de orogen*, se caracterizează, în general, printr-un relief accidentat, muntos sau deluros, o formă liniară alungită, prin variații bruște ale grosimilor și faciesurilor depozitelor sedimentare și printr-o manifestare intensă a fenomenelor tectonice magmatice și metamorfice.

În evoluția unei zone orogene se distinge un *stadiu de geosinclinal*, un *stadiu de tectogeneză* și un *stadiu de eroziune și reajustare izostatică*, care constituie împreună un *ciclu tectonic* sau *orogenic*.

**Stadiul de geosinclinal** începe, în cadrul unei plăci continentale, prin manifestarea unor eforturi de distensiune, în urma cărora scoarța continentală suferă o subțiere, care determină apariția uneia sau mai multor depresiuni alungite, caracterizate printr-o intensă acumulare a sedimentelor și separate prin zone relativ ridicate numite *riduri*. Prin



continuarea distensiunii, scoarța continentală se rupe determinând apariția unor depresiuni cu fund oceanic, de tipul Mării Roșii, care pot evolua spre depresiuni largi de tipul Oceanului Atlantic, concomitent cu manifestarea unui magmatism bazic.

Stadiul de geosinclinal are o durată care variază între 100 și 200 milioane ani, interval în care, în depresiuni se acumulează depozite sedimentare cu grosimi de ordinul a 10 — 20 km.

Stadiul de tectogeneză sau de cutare are o durată mult mai scurtă (10 — 30 milioane ani) și se caracterizează prin manifestarea în domeniul geosinclinal, a unor eforturi de compresiune determinate de mișcarea convergentă a plăcilor. În acest stadiu lățimea zonei geosinclinale se reduce, uneori, până la jumătate din lățimea inițială, formațiunile geologice suferă o intensă cutare, însoțită de fenomene de metamorfism și magmatism intruziv acid, iar scoarța terestră suferă o îngroșare urmată de mișcări de ridicare care determină retragerea mării și înălțarea lanțului muntos.

Procesul de tectogeneză se manifestă, de regulă, prin mai multe faze de cutare sau de compresiune separate prin faze de relaxare tectonică însoțite de procese de sedimentare. Vîrsta fazelor de cutare se stabilește pe baza discordanțelor unghiulare, ea fiind cuprinsă între vîrsta celui mai nou strat cutat al seriei aflate sub discordanță și vîrsta celui mai vechi strat al seriei dispuse discordant.

Studiul fazelor de cutare a arătat că acestea au durate cuprinse între 1 și 5 milioane ani și că ele se manifestă mai timpuriu în zonele interne și mai târziu în zonele periferice ale geosinclinalelor. Masele de roci care au fost cutate și consolidate într-o anumită fază de cutare, fără a mai fi dislocate în fazele ulterioare, au primit numele de *etaje structurale*. Ex. etajul structural laramic, stiric etc.

Stadiul de ajustare izostatică începe din momentul încetării procesului de compresiune și durează câteva zeci de milioane de ani.

În acest stadiu, în lungul zonei îngroșate a scoarței terestre au loc procese de echilibrare izostatică legate de afundarea în manta a unor mase de roci cu densitate mai mică — roci care constituie zone de rădăcină a lanțului muntos. Pe măsură ce lanțul muntos este erodat are loc o ridicare a scoarței și, respectiv, o retragere a rădăcinii. În cele din urmă rădăcina dispare, iar zona muntoasă este total erodată, transformindu-se într-o regiune cu relief foarte atenuat, adică într-o peneplenă. Ca urmare a acestui proces, în partea centrală a zonei cutate pot apărea la zi rocile care au fost cutate și metamorfozate la adîncimi de 30 — 40 km.

Zonele mobile din domeniul oceanic sînt reprezentate prin crestele medio-oceanice, în lungul cărora se manifestă procese de neoformare a scoarței terestre, însoțite de o mișcare divergentă a plăcilor alăturate, de fenomene seismice și vulcanice.

Tot ca zone mobile pot fi considerate și fosele oceanice și arcurile insulare sau marginile continentale, în care se manifestă mișcări convergente ale plăcilor și proceselor de subducție a plăcii oceanice.

## VIII. CARTOGRAFIE GEOLOGICĂ

Prof. dr. SIMION PAULIUC



Metodele de întocmire și de interpretare a hărților geologice formează obiectul cartografiei geologice. *Harta geologică* este o reprezentare grafică, în proiecție orizontală, a constitutiei geologice a unei regiuni. Ea redă, pe o bază topografică, răspindirea la suprafața scoarței terestre a corpurilor de roci, care alcătuiesc subsolul regiunii respective precum și vîrsta și raporturile spațiale ale acestor corpuri.

Pe lângă hărțile geologice propriu-zise, pentru reprezentarea cartografică a diferitelor categorii de date obținute prin cercetarea unei regiuni se întocmesc o serie de hărți geologice speciale cum sînt:

— *hărțile litologice*, care redau variația în plan orizontal a componenței litologopetrografice a unor subdiviziuni stratigrafice, cu ajutorul semnelor convenționale sau al unor curbe ale conținutului procentual în anumiți componenți (nisip, argilă, carbonați etc.);

— *hărțile lito-faciale*, care redau, prin semne convenționale, caracteristicile litologice, iar prin culori, condițiile de sedimentare a depozitelor formate într-un anumit interval de timp geologic;

— *hărțile tectonice*, care servesc pentru a reprezenta atât elementele structurale principale, cît și vîrsta cutării și a consolidării diferitelor sectoare ale unei regiuni;

— *hărțile structurale*, care reprezintă forma și poziția în spațiu a suprafeței unui strat sau a unui orizont reper din scoarța terestră cu ajutorul izobatelor, adică a curbelor de egală adîncime a orizontului reper față de un plan de referință;

— *hărțile hidrogeologice, geologo-inginerești, geofizice, geochimice etc.*, cu ajutorul cărora sînt sintetizate și reprezentate rezultatele cercetărilor din domeniile respective.

## 1. CONSTRUIREA HĂRȚILOR GEOLOGICE PROPRIU-ZISE

Reprezentarea cartografică a datelor geologice se realizează cu ajutorul culorilor, simbolurilor și semnelor convenționale.

Culorile se utilizează pentru indicarea vîrstei formațiunilor sedimentare precum și a tipurilor petrografice de roci magmatice și metamorfice. Astfel, pentru depozitele arhaice și proterozoice se utilizează *nuanțe ale culorii roz*, iar pentru sistemele erelor paleozoică, mezozoică și neozoică se folosesc următoarele culori: *carmin* — Cambrian, *verde măsliniu* — Ordovician, *verde murdar* — Silurian, *cafeniu închis* — Devonian, *cenușiu* — Carbonifer, *cafeniu roșcat* — Permian, *violet* — Triasic, *albastru* — Juristic, *verde* — Cretacic, *portocaliu* — Paleogen, *galben* — Neogen, *cenușiu deschis* — Cuaternar.

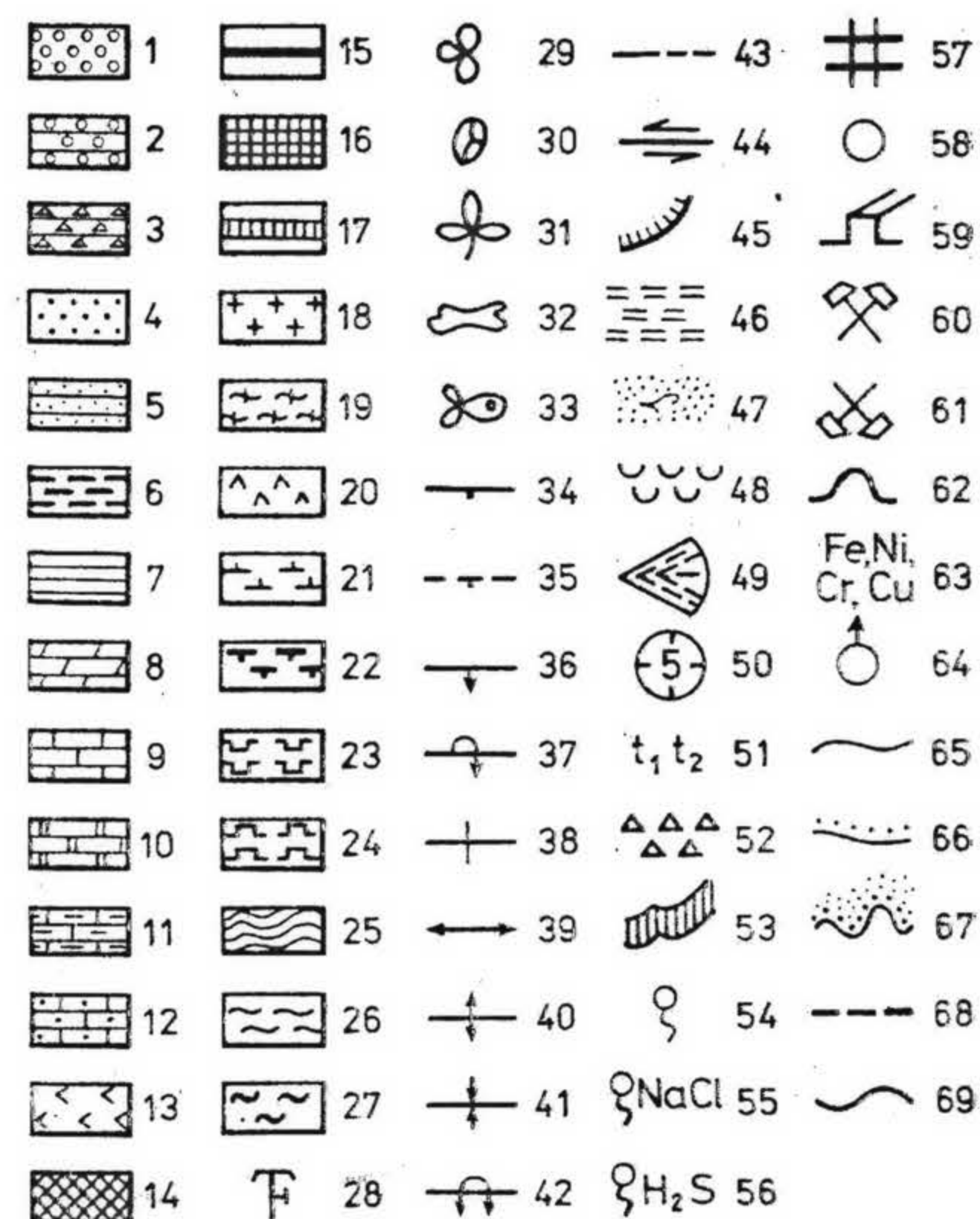


Fig. VIII.1. Legenda hărților geologice:

1 — pietriș; 2 — conglomerat; 3 — breccie; 4 — nisip; 5 — gresie; 6 — argilă; 7 — șist argilos; 8 — marnă; 9 — calcar; 10 — dolomit; 11 — marnocalcar; 12 — calcar grezos; 13 — gips; 14 — sare; 15 — cărbune; 16 — cretă; 17 — tuf vulcanic; 18 — granit; 19 — granit gnaissic; 20 — diorit; 21 — sienit; 22 — gabrou; 23 — andezit; 24 — bazalt; 25 — șist clorito-sericitos; 26 — micașist; 27 — gnais; 28 — punct fosilifer; 29 — foraminifere; 30 — moluște; 31 — plante fosile; 32 — oase de vertebrate; 33 — pești; 34 — direcția și înclinarea straterelor; 35 — poziție nesigură a straterelor; 36 — poziție normală a straterelor; 37 — poziție răsturnată a straterelor; 38 — strate orizontale; 39 — strate verticale; 40 — ax de anticlinal; 41 — ax de sinclinal; 42 — cută izoclinală; 43 — falie; 44 — decroșare; 45 — linie de încălecare (șariaj); 46 — turbărie; 47 — dune; 48 — alunecare de teren; 49 — con de defecție; 50 — dolină; 51 — terasă; 52 — grohotiș; 53 — depozite deluviale; 54 — izvor; 55 — izvor cu apă sărată; 56 — izvor cu apă sulfuroasă; 57 — puț de mină; 58 — sondă; 59 — galerie; 60 — mină în exploatare; 61 — mină părăsită; 62 — carieră; 63 — zăcămintele de fier, nichel, crom, cupru etc.; 64 — gaze; 65 — limită concordantă; 66 — limită stratigrafică discordantă; 67 — limită de contact magmatic; 68 — limită presupusă; 69 — contact tectonic.



Etajele se disting prin nuanțe mai deschise sau mai închise adoptate pentru sistemul din care fac parte.

Pentru rocile magmatice și metamorfice se utilizează culori mai intense, de ex. roșu pentru granite, cinabru pentru andezite, galben de crom pentru graise etc.

Simbolurile utilizate pentru indicarea subdiviziunilor stratigrafice se obțin din inițiala majusculă a numelui perioadei, la care se adaugă o cifră arabă indicând epoca și una sau două litere mici indicând etajul. Astfel etajul Sarmatian, de exemplu, se reprezintă prin simbolul  $N_{1-sm}$ .

Semnele convenționale (fig. VIII. 1) se utilizează pentru indicarea datelor litologice, petrografice, biostratigrafice, tectonice, economice etc.

Suprafețele care separă între ele corpurile de roci se numesc *limite geologice*. Forma acestor suprafețe poate fi *plană* (în cazul straturilor necutate), *curbă* sau *ondulată* (în cazul cutelor) sau *neregulată* (în cazul corpurilor magmatice).

Suprafețele de limită sunt intersectate de suprafața reliefului în lungul unor linii. Proiecția acestor linii pe planul orizontal al hărții topografice constituie *limitele cartografice ale corpurilor geologice*. Forma limitelor cartografice reflectă poziția în spațiu a corpurilor de roci și raporturile în care se găsesc unele față de altele.

În cele ce urmează vom analiza aspectele particulare pe care le prezintă constituirea hărților geologice în cazul straturilor orizontale, înclinate, cutate sau faliat.

**Cazul straturilor orizontale.** Aspectul cartografic sub care se prezintă stratele orizontale depinde de relieful regiunii și de grosimea straturilor respective.

În cazul unei regiuni cu relief de cîmpie, slab fragmentată, în care diferențele de altitudine dintre firul văilor și interfluvii sunt mai mici decât grosimea primului strat de la suprafață, pe harta geologică se poate reprezenta numai acest strat, fără a se putea trasa nici o limită geologică (fig. VIII. 2, a și b).

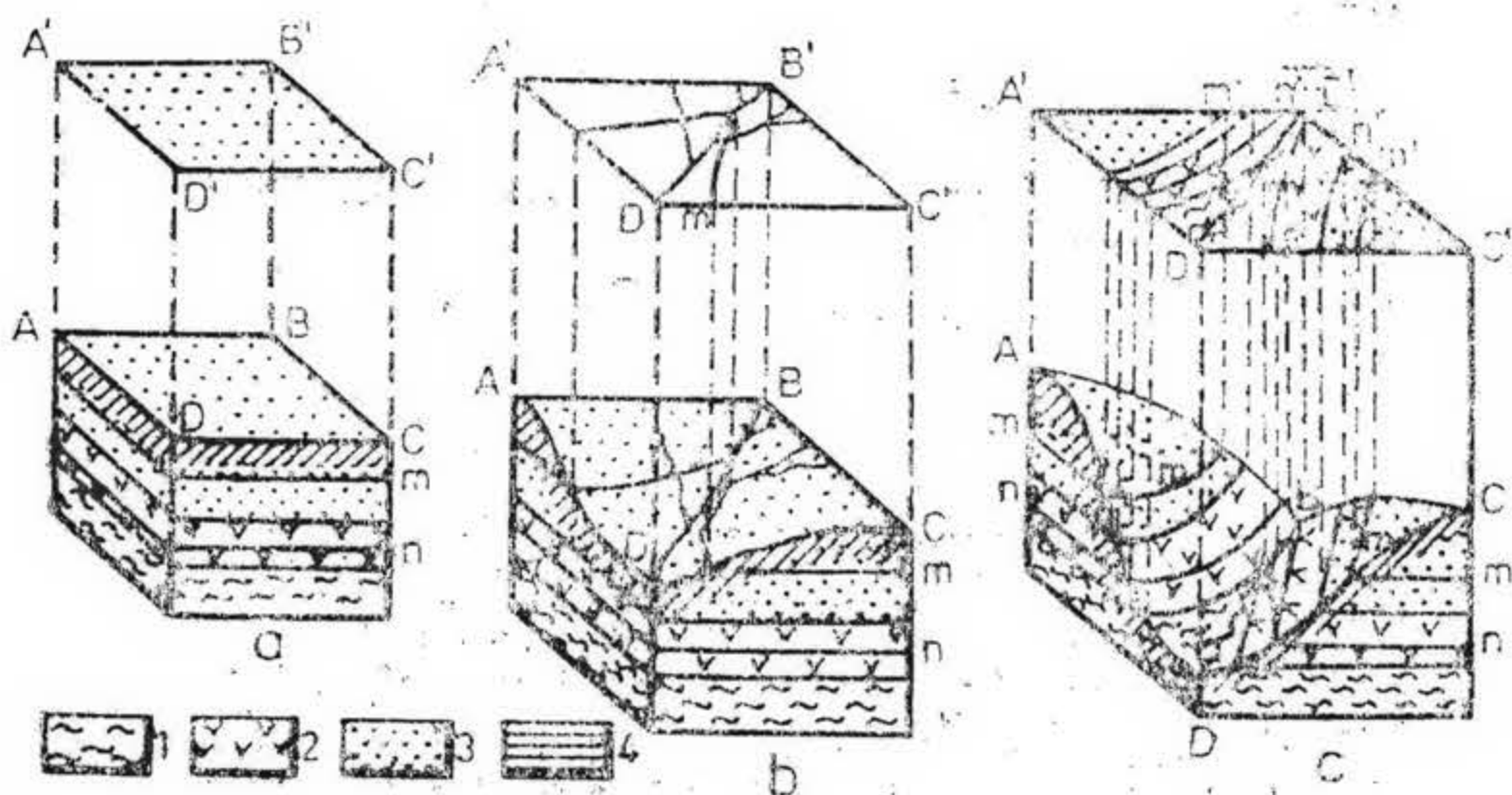


Fig. VIII.2. Reprezentarea pe harta geologică a straturilor orizontale:

1 — argile; 2 — gips; 3 — nisip; 4 — limitele straturilor; m, n — plane orizontale echidistante; m', n' — curbe de nivel; a — relief plan orizontal; b — relief slab accidentat; c — relief puternic accidentat.

În cazul regiunilor cu un relief mai puternic accidentat văile intersectează stratele din ce în ce mai vechi, pe măsură ce se adîncesc. În acest caz (fig. VIII. 2, c), stratele orizontale se reprezintă pe harta geologică sub forma unor zone sinuoase delimitate prin

linii care coincid cu curbele de nivel sau sînt paralele cu acestea. Lățimea cartografică a zonei de afloriment a unui strat orizontal este direct proporțională cu grosimea stratului și cu cotangenta unghiului de pantă al terenului. Grosimea unui strat orizontal este exprimată pe hartă prin diferența de altitudine dintre limita inferioară și cea superioară a lui.

**Cazul straturilor înclinate.** Forma limitelor geologice ale straturilor înclinate depinde de relieful regiunii și de unghiul de înclinare al straturilor.

În sectoarele cu relief plan orizontal sau înclinat, limitele unui strat sînt drepte paralele, indiferent de unghiul de înclinare al stratului.

În regiunile cu relief accidentat limitele straturilor înclinate intersectează curbele de nivel, iar forma limitelor depinde de înclinarea straturilor. Cînd înclinarea este de  $90^\circ$  (strate verticale), limitele unui strat se proiectează în lungul unor drepte paralele, iar lățimea cartografică este egală cu grosimea stratului redusă la scara hărții (fig. VIII.3, a).

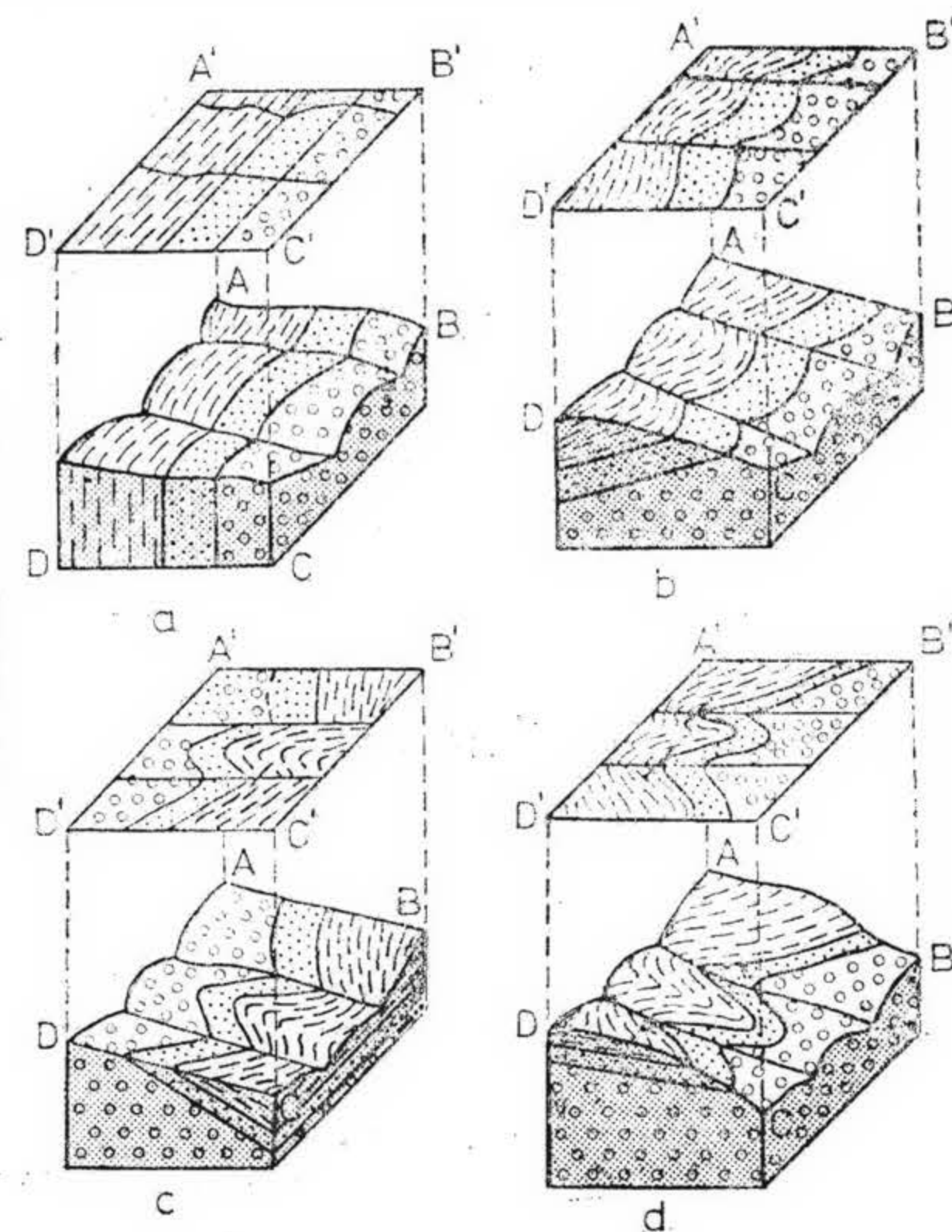


Fig. VIII.3. Reprezentarea pe harta geologică a straturilor monoclinale în cazul unui relief accidentat:

a — strate verticale; b — strate înclinate în sens opus față de panta văilor; c — strate înclinate în sensul pantei văilor, dar cu înclinare mai mare decît panta; d — strate înclinate în sensul pantei, dar cu înclinare mai mică decît panta; ABCD — suprafața reliefului; A'B'C'D' — proiecția pe planul orizontal.

Cînd înclinarea straturilor variază de la  $90^\circ$  la  $0^\circ$  forma limitelor este cu atît mai sinuoasă cu cît înclinarea straturilor este mai mică (fig. VIII.3, b și c). De regulă, limitele straturilor înclinate formează, pe văi, virfuri orientate în sensul înclinării straturilor. O excepție o formează cazul cînd stratele înclină în același sens cu panta văilor, iar înclinarea lor este mai mică decît unghiul de pantă al văilor (fig. VIII.3, d).



Cunoscând direcția și înclinarea unui strat într-un punct pe harta topografică, se poate construi grafic traseul limitei cartografice a acestuia utilizând o rețea de drepte paralele și echidistante numite *orizontale pe strat*. Aceste orizontale se construiesc, pe harta topografică, paralel cu direcția stratului, iar echidistanța lor se calculează pe baza relației:

$$d = e \cdot \cotg \alpha$$

în care  $d$  este echidistanța orizontalelor;  $e$  — echidistanța curbelor de nivel redusă la scara hărții;  $\alpha$  — unghiul de înclinare al stratelor. Orizontala care trece prin punctul unde s-a măsurat poziția stratelor are cota punctului respectiv, iar orizontalele următoare situate în sensul înclinării vor avea altitudini care descresc cu valoarea echidistanței curbelor de nivel.

Limita cartografică a stratului înclinat se obține unind între ele, din aproape în aproape, punctele de intersecție dintre orizontalele pe strat și curbele de nivel de aceeași cotă.

**Cazul stratelor cutate.** Construirea limitelor geologice din flancurile cutelor se face după aceleași reguli ca și în cazul stratelor înclinate.

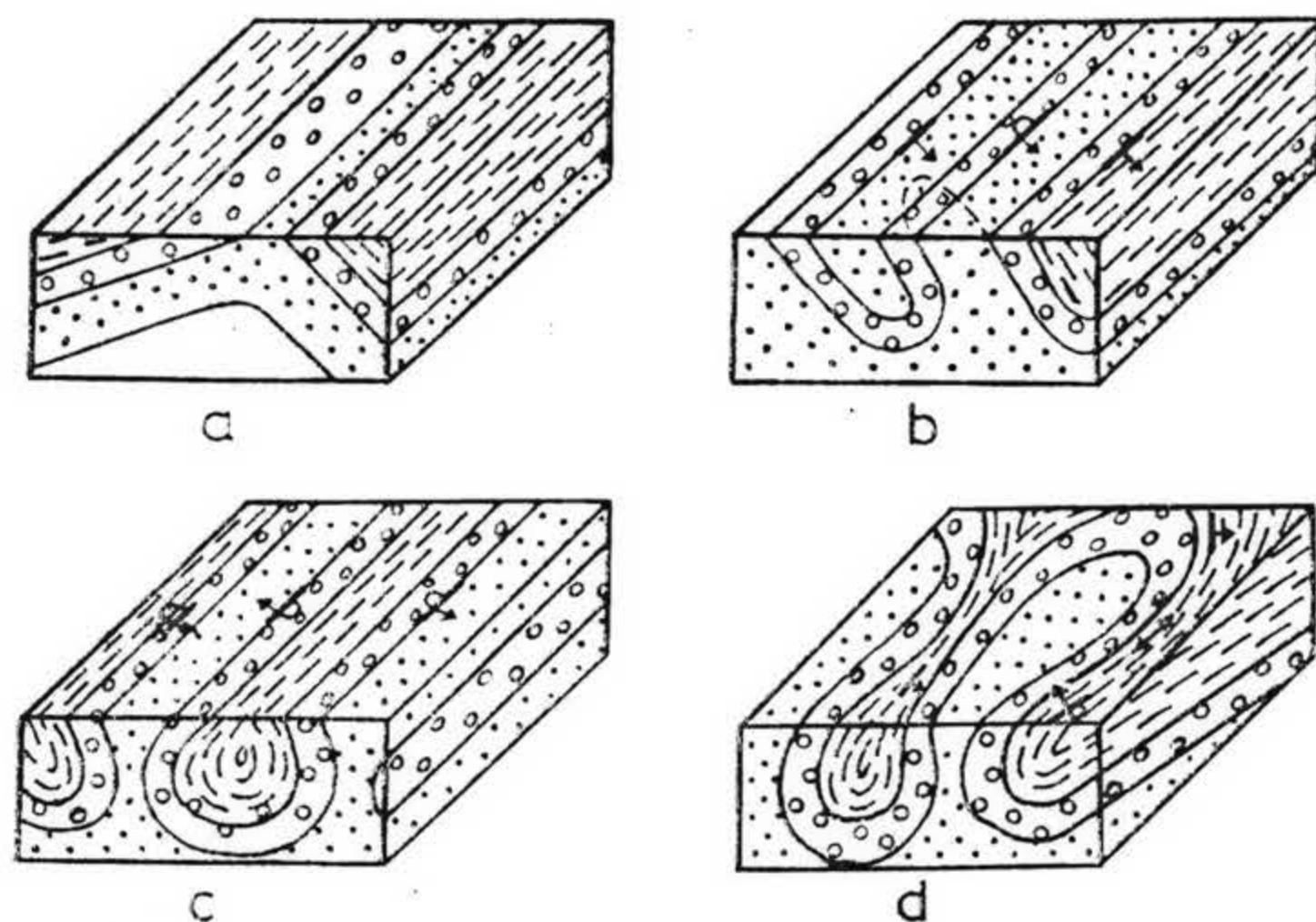


Fig. VIII.4. Reprezentarea cutelor în blocdiagrame în cazul unui relief plan orizontal:

a — anticlinal înclinat; b — cute izoclinale; c — cute în evantai cu șarniera orizontală; d — cute în evantai cu o coborîre axială.

Cînd relieful este plan orizontal forma limitelor unor strate cutate depinde de forma suprafețelor axiale și de ridicările și coborîrile axiale. Cutele cu șarnieră orizontală se reprezintă pe hartă sub forma unor zone paralele, formațiunile mai vechi marcînd axele anticlinalelor, iar cele mai noi axele sinclinalelor (fig. VIII.4).

Cînd relieful este accidentat zonele axiale ale sinclinalelor se lărgesc pe culmi și se îngustează pe văi, în timp ce zonele axiale ale anticlinalelor se lărgesc pe văi și se îngustează pe culmi (fig. VIII.5).

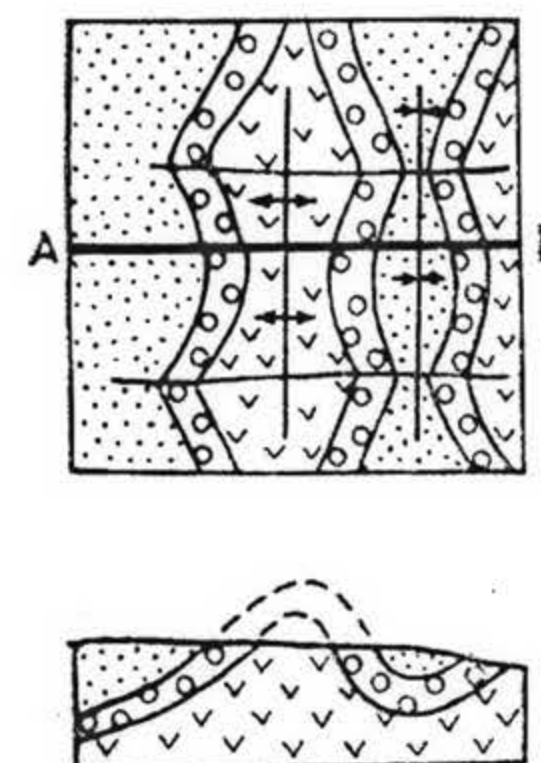


Fig. VIII.5. Reprezentarea pe harta geologică și în secțiune a unor cute normale drepte în cazul unui relief accidentat.

**Cazul stratelor faliate.** Faliile, ca și încălecările și pinzele de șariaj se reprezintă prin proiecția pe planul orizontal al hărții a liniei care rezultă din intersecția suprafeței de contact tectonic cu suprafața topografică.

Aspectele sub care se prezintă faliile pe harta geologică variază în funcție de structura geologică afectată și de tipul faliilor. Astfel, faliile verticale se reprezintă, în general, prin linii drepte, neinfluențate de relief, în timp ce faliile înclinate se reprezintă prin linii sinuoase, care formează pe văi virfuri îndreptate în sensul înclinării planului de falie.

Faliile transversale care afectează o structură monoclinală determină deplasarea limitelor din compartimentul ridicat în sensul înclinării stratelor (fig. VIII.6).

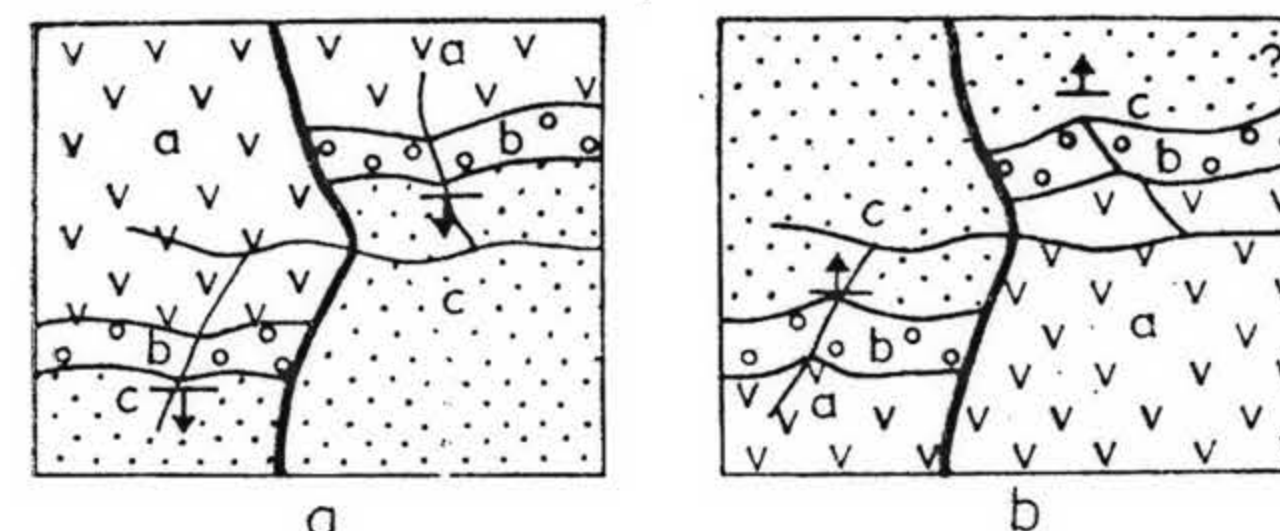


Fig. VIII.6. Reprezentarea pe harta geologică a unor falii transversale:

a — falie normală (compartimentul estic coborît); b — falie inversă (compartimentul vestic coborît).

Faliile direcționale pot avea ca efect fie repetarea pe hartă a zonelor de apariție a unor strate, atunci cînd compartimentul ridicat este cel situat în sensul înclinării



rii stratelor (fig. VIII.7, *a* și *c*), fie dispariția de pe hartă a unor strate, prin ridicarea și erodarea compartimentului opus înclinării stratelor (fig. VIII.7, *b* și *d*).

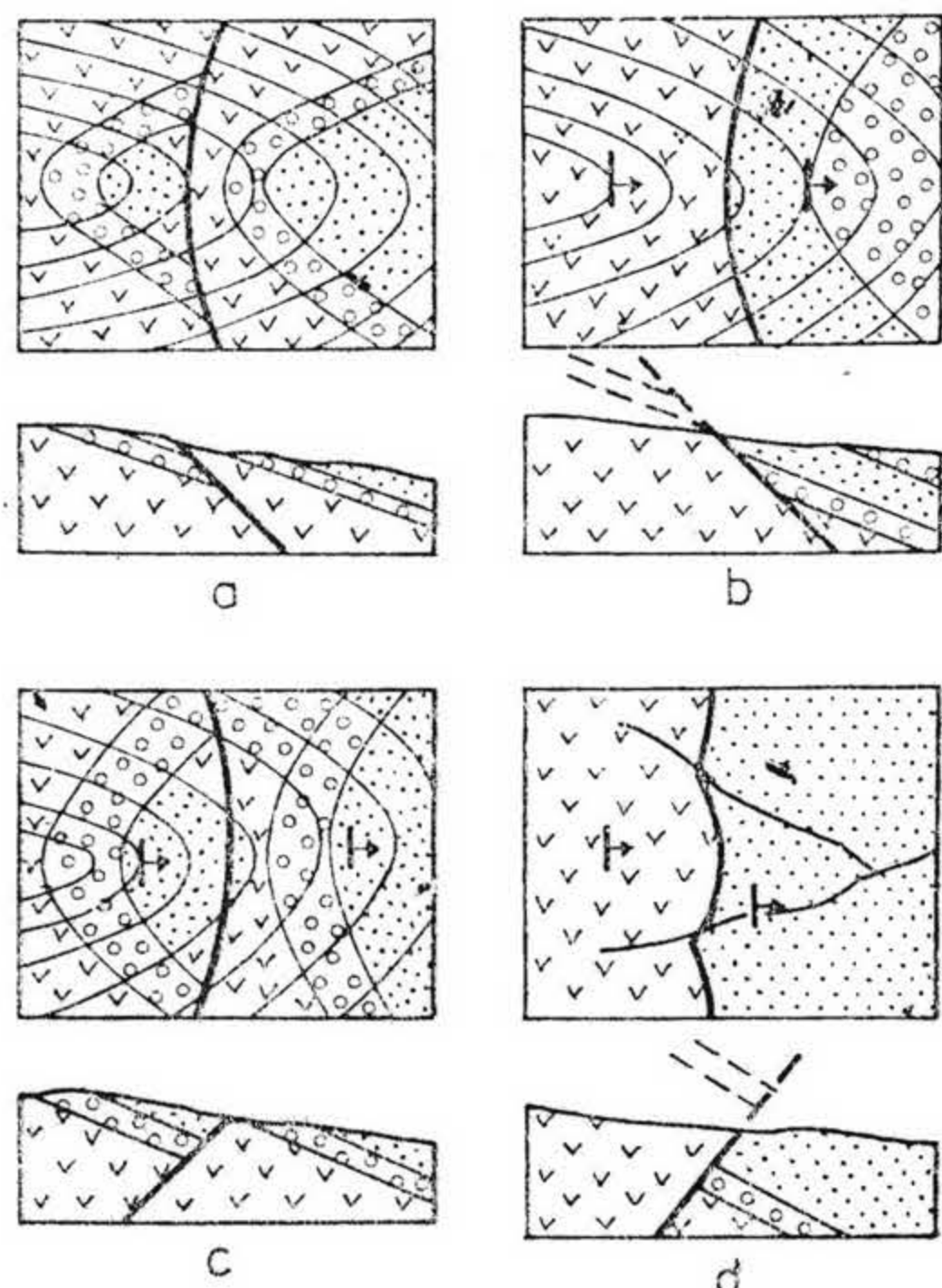


Fig. VIII.7. Reprezentarea pe hărți și secțiuni geologice a faliilor longitudinale înclinate în structuri monoclinale:

*a* — falie conformă inversă; *b* — falie conformă normală; *c* — falie contrară normală; *d* — falie contrară inversă.

## 2. CONSTRUIREA HĂRȚILOR STRUCTURALE

Acest tip de hărți servește pentru a reprezenta morfologia unui strat sau orizont reper din adâncul scoarței terestre.

Drept orizont reper poate servi o limită stratigrafică (de ex. limita Meotian/Ponțian), un strat caracterizat printr-o litologie particulară (cărbune, tuf vulcanic, calcar etc.), suprafața unui vechi relief îngropat sub depozite mai noi etc.

Proiecțiile pe planul orizontal al liniilor care rezultă din intersecția orizontului reper cu o serie de plane orizontale echidistante cotate în raport cu un plan de referință au primit numele de *izobate*. Cu alte cuvinte, izobatele sînt curbe de nivel ale unui orizont reper.

Hărțile structurale pot fi construite pe baza datelor de foraj sau pe baza secțiunilor geologice.

Pentru construirea unei hărți structurale pe baza datelor de foraj luînd ca plan de referință nivelul mării, se calculează pentru fiecare sondă cota orizontului reper,

scăzînd din cota locației respective adîncimea la care a fost întîlnit orizontul reper. Se alege echidistanța izobatelor și, în funcție de aceasta se determină, pe drepte care unesc locațiile sondelor, punctele în care orizontul reper are cote corespunzătoare unui multiplu al echidistanței alese, utilizînd în acest scop metoda interpolării. Se unesc apoi punctele de valoare izobatică egală prin linii cu o curbă continuă.

Valorile izobaticale ale unui orizont reper pot fi determinate pe hartă cu ajutorul unor secțiuni geologice construite perpendicular pe direcția structurii. În acest scop, pe secțiunile construite se trasează o serie de drepte orizontale la distanțe egale cu echidistanța izobatelor redusă la scara secțiunii, notîndu-se cota fiecărei orizontale în raport cu nivelul mării. Punctele de intersecție dintre orizontale și orizontul reper, cu valorile izobaticale respective, se transpun prin proiecție ortogonală pe linia de profil de pe harta topografică, apoi se unesc între ele, prin linii cu o curbă continuă, punctele de valoare izobatică egală.

Izobatele unui plan înclinat sînt drepte paralele și echidistante. Izobatele unui anticlinal normal cu terminații periclinale au forma unor elipse, izobata din partea centrală avînd valoarea cea mai ridicată. Un sinclinal cu două terminații centriclinale

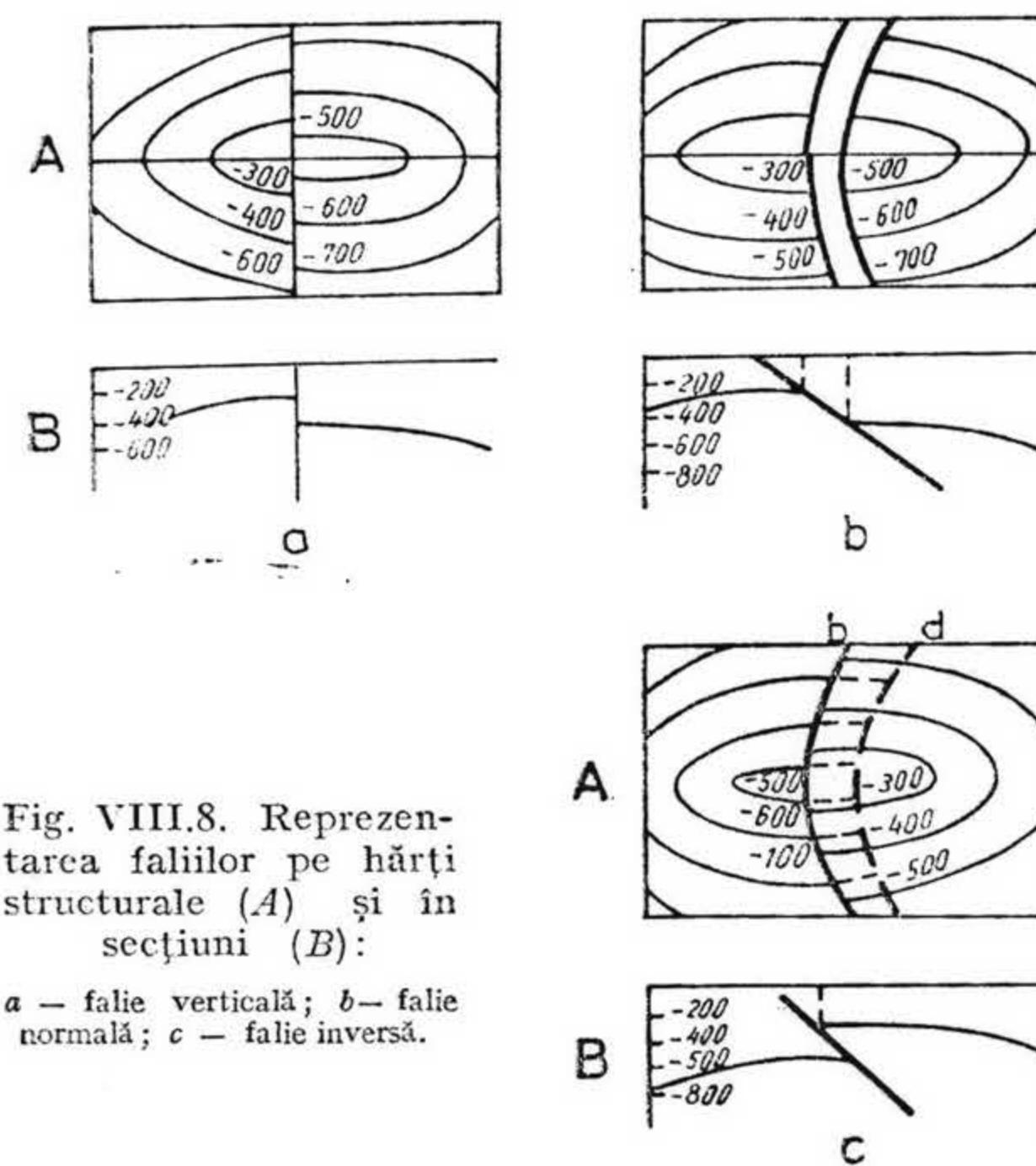


Fig. VIII.8. Reprezentarea faliilor pe hărți structurale (*A*) și în secțiuni (*B*):

*a* — falie verticală; *b* — falie normală; *c* — falie inversă.

se reprezintă tot prin izobate eliptice mai mult sau mai puțin paralele, izobata centrală, însă, avînd valoarea cea mai coborîtă.

O falie verticală se reprezintă pe harta structurală sub forma unei drepte care întreprinde mersul izobatelor (fig. VIII.8, *a*).



O *falie inclinată* normală se reprezintă pe harta structurală prin două linii continue, prima reprezentând intersecția dintre orizontul reper și planul faliei în compartimentul ridicat (fig. VIII.8, *bB*), iar cea de a doua în compartimentul coborît (fig. VIII.8, *bA*). Pe suprafața dintre aceste linii, ca urmare a deplasării divergente a compartimentelor, orizontul reper este întrerupt și deci izobatele acestuia nu pot fi construite.

O *falie inversă* se reprezintă printr-o linie îngroșată continuă, reprezentând intersecția (urma) planului faliei în compartimentul ridicat, și o linie întreruptă, reprezentând urma faliei în compartimentul coborît (fig. VIII.8, *c*).

Ca urmare a deplasării convergente a celor două compartimente, pe suprafața dintre cele două urme ale faliei, orizontul reper se găsește atât deasupra cât și sub planul faliei, el fiind întâlnit de două ori în forajele amplasate pe această suprafață. În zona de suprapunere a celor două compartimente se construiesc atât izobatele compartimentului ridicat (prin linii continue) cât și izobatele compartimentului coborît (prin linii întrerupte).

---

## IX. HIDROGEOLOGIE MINIERĂ

Prof. dr. ing. DUMITRU FODOR

Conf. dr. ing. ILIE ROTUNJANU



## 1. NOTIUNI GENERALE

### 1.1. CARACTERISTICILE HIDROGEOLOGICE ȘI CLASIFICAREA APELOR SUBTERANE

În multe cazuri, în formațiunile productive și în special a celor de natură sedimentară ale zăcămintelor de substanțe minerale utile apar formațiuni acvifere, care produc greutate în explorare și în exploatare prin pericolul de inundare sau prin afluența de apă ce se manifestă în lucrările miniere.

Apa care se acumulează în roci ocupă porii acestora, formând rezerve sau strate de apă subterane.

Comportarea apei în roci depinde de caracteristicile hidrogeologice ale acestora și anume: *compoziția granulometrică, porozitate, permeabilitate, capacitate de înmagazinare, capacitate de cedare, capilaritate* și altele.

*Compoziția granulometrică* se referă la conținutul în fracțiuni, pe dimensiuni, al granulelor ce constituie roca și se folosește pentru clasificarea granulometrică a rocilor sedimentare, pentru aprecierea gradului de uniformitate al granulelor și pentru determinarea diametrului efectiv sau a granulei eficace ( $d_e$ ), folosit la determinarea coeficientului de permeabilitate a rocilor acvifere.

Cantitatea de apă pe care o poate înmagazina și ceda o rocă sedimentară necoezivă depinde de volumul porilor și de mărimea acestora. Porozitatea și dimensiunile porilor sînt funcție de diametrul și forma granulelor, modul lor de dispunere în rocă și de gradul de îndesare.

Dimensiunile porilor sau golurilor din rocile acvifere influențează condițiile de curgere a apelor subterane. În golurile mari, apa se supune legilor gravitației, iar mișcarea ei are un caracter turbulent, pe cînd în golurile mici mișcarea este laminară.

La rocile fisurate circulația apei subterane depinde de forma și dimensiunile fisurilor, precum și de legăturile dintre ele.

În problemele de hidrogeologie, interes practic deosebit prezintă *porozitatea eficace* (efectivă,  $n_e$ ), ce corespunde capacității de cedare a apei de către roci, reprezentînd volumul total al golurilor prin care apa se poate deplasa sub acțiunea gravitației.

Proprietatea rocilor de a lăsa apa să circule prin porii și fisurile lor se numește *permeabilitate*. Din punct de vedere al permeabilității, rocile se împart în trei categorii:

— *roci acvifere* — roci poroase, cu pori supracapilari ( $d > 0,508$  mm) prin care apa circulă ușor și se supune legilor hidrodinamice; de exemplu: pietrișurile, nisipurile, gresiile, conglomeratele slab cimentate etc.;

— *roci acvicide* — roci cu pori capilari ( $0,0002$  mm  $< d < 0,508$  mm) și subcapilari ( $d < 0,0002$  mm) prin care apa nu poate circula decît foarte încet și numai sub presiune; de exemplu: argilele, marnele și altele;

— *roci acvifuge* — roci compacte și permeabile numai prin fisuri; de exemplu: rocile magmatice, metamorfice și rocile sedimentare compacte, fisurate.

Permeabilitatea rocilor se apreciază prin coeficientul de filtrare și coeficientul de permeabilitate.

*Coeficientul de filtrare* ( $K_f$ ) este un parametru complex care reprezintă atît permeabilitatea intrinsecă a terenului, cît și proprietățile fizice ale apei. Sensul lui fizic este stabilit de *legea lui Darcy*.

*Coeficientul de permeabilitate* ( $K_p$ ) este definit fizic și dimensional din relația de bază a coeficientului de filtrare:

$$K_f = K_p \cdot \frac{\gamma_a}{\mu} \text{ [cm/s]} \quad (\text{IX.1})$$

în care  $\gamma_a$  și  $\mu$  reprezintă greutatea specifică și vîscozitatea dinamică a apei; el are dimensiunile unei suprafețe și caracterizează proprietățile geometrice ale mediului.

*Capacitatea de înmagazinare* reprezintă proprietatea unei roci de a cantona în golurile sale o anumită cantitate de apă. Prin diferența dintre capacitatea totală de înmagazinare și capacitatea de înmagazinare capilară se exprimă *capacitatea de cedare* a apei de către rocile saturate sub influența forței de gravitație.

Numeric, *coeficientul capacității de cedare* ( $K_c$ ) corespunde porozității efective ( $n_e$ ). Coeficientul capacității de cedare este important în aprecierea volumului de apă drenabilă din interiorul unui perimetru de asecare.

*Capilaritatea* se referă la proprietatea rocilor cu pori foarte fini de a absorbi apa sub influența tensiunilor superficiale care se creează între pereții porilor și apă. Se apreciază prin înălțimea de ridicare capilară a apei, iar în funcție de aceasta se apreciază posibilitatea de asecare a formațiunilor acvifere. După Nansen, rocile cu capilaritate pînă la 7 ( $h \leq 7$  cm) se drenează și se aseacă foarte ușor, cele cu capilaritate între 7 și 18 ( $h = 7,1 - 18$  cm) se aseacă bine, iar cele cu capacitate peste 18 ( $h > 18$  cm) se drenează și se aseacă foarte greu. Apele subterane, care dau caracterul acvifer al rocilor poroase sau fisurate, se pot clasifica după diferite criterii, astfel că o clasificare generală și unitară a acestora nu există.

Dintre aceste clasificări se menționează:

a) Din punct de vedere *genetic*, apele subterane se împart în:

— ape *vadoase* provenite prin infiltrare din precipitațiile atmosferice, din rețeaua hidrografică de suprafață (riuri, lacuri, bălți și mări), din condensarea vaporilor de apă din aer;

— ape *juvenile*, rezultate din condensarea vaporilor proveniți prin degazeificarea magmelor și a proceselor de metamorfism.

b) După *caracteristicile litologice ale rocilor* se deosebesc:

— ape de pori — apele din rocile poroase;

— ape de fisurație — apele din rocile fisurate;

— ape de carst — apele din rocile carstificate.



c) După raportul stratelor acvifere cu relieful și colectoarele superficiale:

- ape subterane situate deasupra nivelului bazei de eroziune, care sînt cantonate în structuri deschise;
- ape subterane situate sub nivelul bazei de eroziune. Acestea sînt localizate în structuri închise lipsite de drenaj sau cu drenaj redus.

d) După condițiile de așezare și caracterul hidraulic al lor, apele subterane se pot împărți în:

- ape din zona de aeratie, reprezentate prin ape legate fizic și ape capilare;
- ape freatice, sau grupa apelor din formațiunile sedimentare de la suprafața scoarței terestre;
- ape captive sau de stratificație situate în formațiuni impermeabile. Acestea pot fi cu nivel liber sau să prezinte caracter ascensional sau artezian.

e) După temperatură:

- ape reci, cu temperatură sub 20°C;
- ape termale, cu temperatura peste 20°C.

f) După gradul de mineralizare:

- ape dulci, cu pînă la 1 g/l, săruri;
- ape salmastre, cu 1–10 g/l, săruri;
- ape sărate, cu 10–50 g/l, săruri;
- ape saramuri, cu peste 50 g/l, săruri.

## 1.2. SISTEME ACVIFERE

Apa gravitațională și uneori o parte din apa capilară formează în masa rocilor permeabile acumulări cunoscute sub denumirea de *sisteme acvifere*. Ele pot fi formate din una sau mai multe acumulări de ape subterane localizate într-o structură geologică determinată.

*Stratul acvifer* reprezintă unitatea cea mai elementară a scării hidrogeologice, caracterizîndu-se printr-o compoziție litologică omogenă și prin limite apropiate ale valorii porozității și permeabilității. Spațial, stratul acvifer este delimitat în culcuș și acoperiș de plane de stratificație, care îl separă de roci cu proprietăți și compoziție diferite; grosimea stratului acvifer are variații mici în raport cu întinderea sa pe orizontală.

Constituirea stratelor acvifere este condiționată de existența rocilor permeabile și a rocilor impermeabile care pot fi situate numai în culcușul rocilor colectoare, fie în culcușul și acoperișul acestora.

La un strat acvifer se deosebesc trei zone (fig. IX.1):

- *zona de alimentare* situată la cotele cele mai înalte ale stratului acvifer și care vine în contact direct cu atmosfera sau hidrosfera, în funcție de sursa de alimentare; precipitații, ape curgătoare etc.;

- *zona de dezvoltare sau acumulare* reprezintă zona de extindere a stratelor acvifere;

- *zona de drenare (descărcare)* situată la cotele, de obicei, inferioare ale stratului acvifer, marcată prin izvoare care apar la suprafața terenului sau subacvatic.

Aceste zone se individualizează numai în cazul stratelor acvifere captive; la cele freatice zona de alimentare corespunde cu cea de dezvoltare (fig. IX.1).

Un caz particular al stratului acvifer este *lentila acviferă*, care este delimitată de plane de stratificație, ce se intersectează pe o distanță ce nu depășește de 1000 de ori grosimea maximă a lentilei (fig. IX.2).

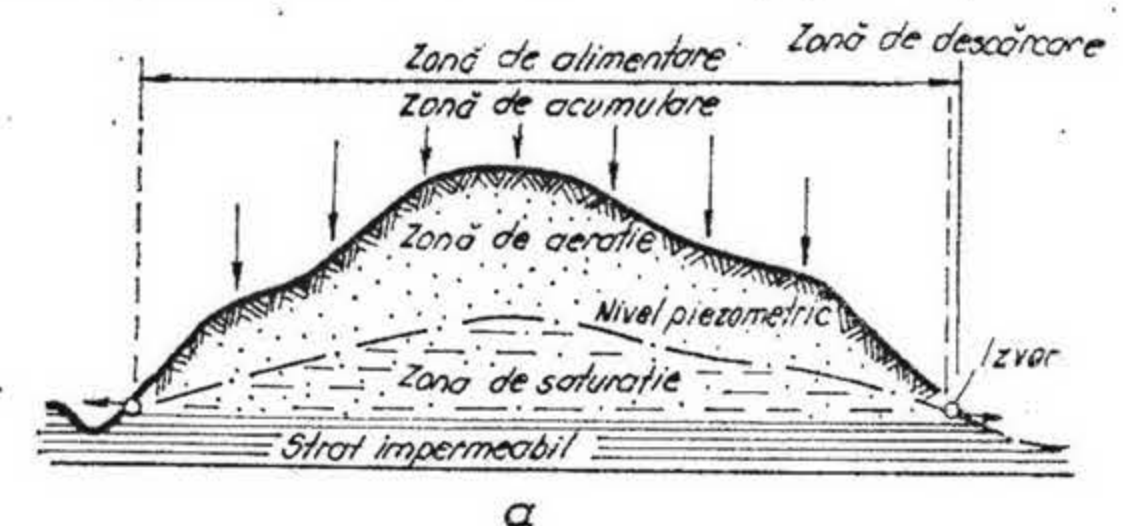


Fig. IX.1 Elementele stratelor acvifere:

a — strat freatic; b — strat captiv.

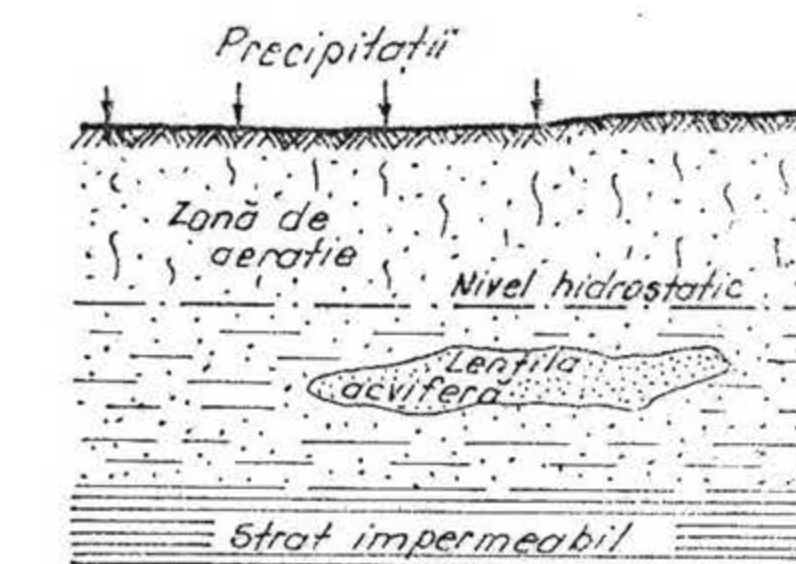
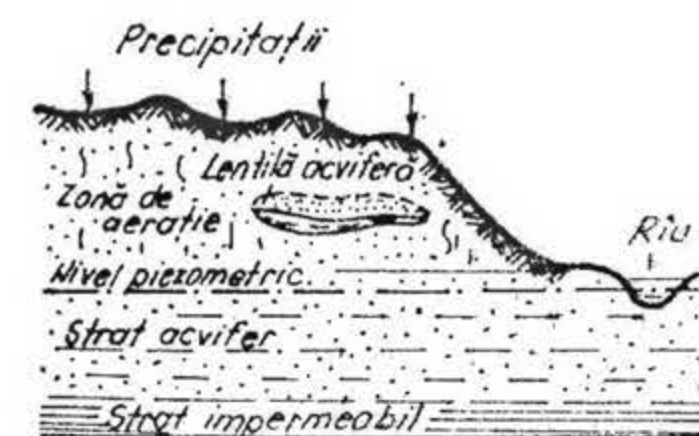


Fig. IX.2 Apele din zona de aeratie și raporturile lor cu apele freatice.

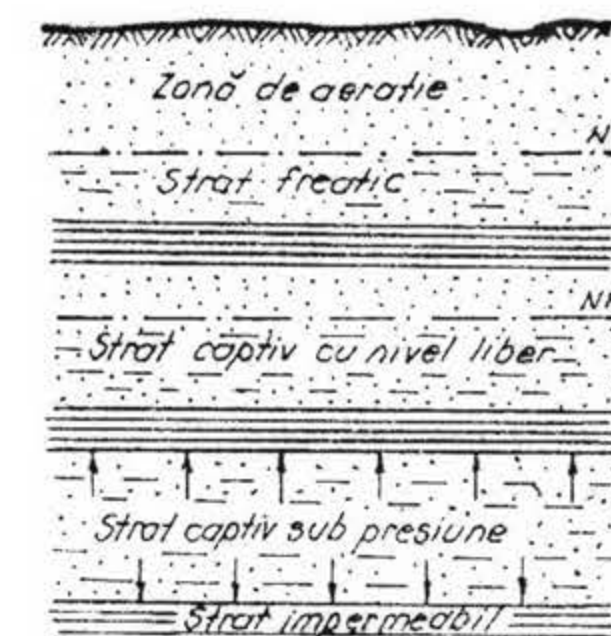


Fig. IX.3 Tipuri de strate acvifere:

NH — nivelul hidrostatic.



După modul de așezare și condițiile hidrogeologice de acumulare, se deosebesc două tipuri principale de strate acvifere: freatice și de adâncime (captive).

Se consideră *strat acvifer freatic* primul strat acvifer cu extindere mare, întâlnit de la suprafața terenului cu nivel liber al apelor (fig. IX.3). Stratele acvifere freatice sînt localizate frecvent în sedimentele cuaternare: aluviuni, terase, deluvii și caracterizate de o curgere continuă a apei, de la un nivel superior la altul inferior, sub acțiunea presiunii hidrostatice.

Se alimentează din precipitații, din colectoarele superficiale (rîuri, lacuri), din stratele acvifere de adâncime sub presiune, prin condensarea vaporilor de apă și pe cale artificială.

*Stratele acvifere de adâncime* se deosebesc de cele freatice prin faptul că se află între două strate impermeabile, iar zona lor de alimentare este situată la distanță relativ mare față de zona de acumulare și la cote frecvent mai ridicate. Din această cauză, stratele de adâncime se mai numesc și *captive*. Ele sînt cantonate, de obicei, în formațiuni precuaternare și mai rar în depozite cuaternare.

*Stratele acvifere captive* sînt mai puțin influențate de agenții externi. Fiind situate în condiții deosebite, ele au, în general, apă sub presiune, debit relativ constant și temperatură constantă.

În funcție de structura formațiunilor în care se acumulează apa, stratele acvifere captive pot fi:

- strate acvifere cantonate în depozite orizontale, la care apele subterane sînt lipsite de presiune sau prezintă un caracter ușor ascensional (fig. IX.3);
- strate acvifere cantonate în depozite monoclinale (fig. IX.4), care au presiunea de strat mare, funcție de cota la care se situează zona de alimentare și granulometria rocii colectoare;
- strate acvifere cantonate în sinclinale (fig. IX.5), la care alimentarea stratelor se face pe flancurile sinclinalului, iar în șarnieră apa se găsește sub presiune.

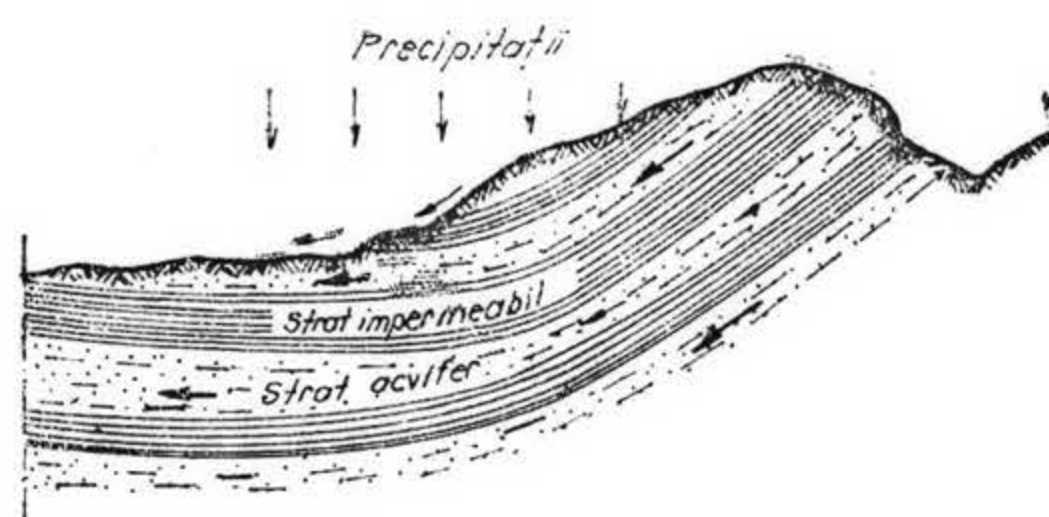


Fig. IX.4. Strate acvifere captive cantonate în depozite monoclinale.

Dacă stratele acvifere de adâncime sînt interceptate prin foraje, apa se va ridica în coloana de foraj pînă la cota zonei de alimentare. Nivelul la care se stabilește apa în foraj poartă numele de *nivel piezometric*. Înălțimea nivelului piezometric depinde de diferența de cotă, între zona de alimentare a stratului acvifer și punctul de deschidere a acestuia prin foraj.

Se deosebesc două tipuri de ape subterane sub presiune:

- *ape arteziene* (cu nivel artezian) cînd apa se ridică la o cotă superioară nivelului terenului și deversează liber;

— *ape ascensionale* (cu nivel ascendent), cînd apa se ridică în coloana de foraj, dar rămîne întotdeauna sub suprafața terenului.

Din punct de vedere granulometric stratele acvifere, prin variațiile de facies pe care le prezintă, pot fi *omogene* sau *heterogene*. Omogene sînt stratele acvifere care:

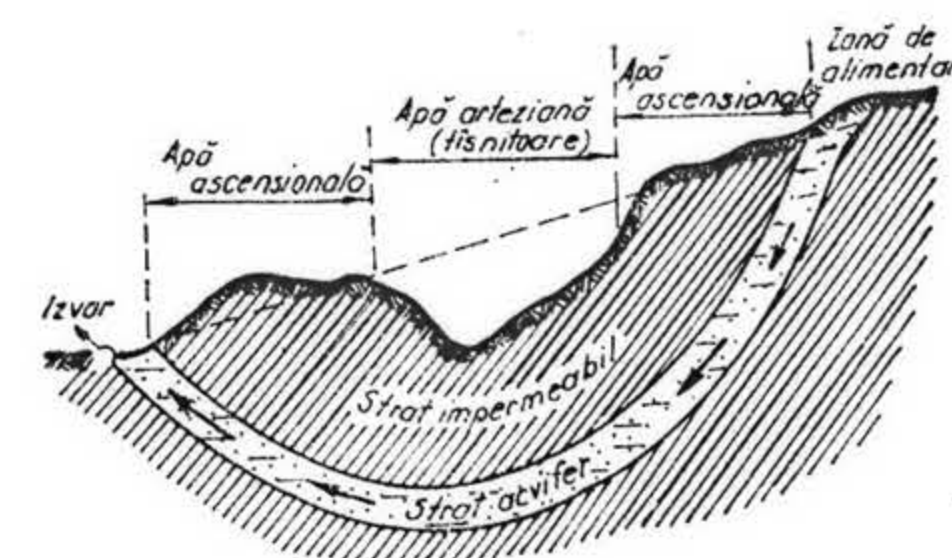


Fig. IX.5. Strat acvifer captiv cantonat în sinclinal.

au compoziție granulometrică uniformă pe toată întinderea și grosimea lor, iar heterogene cele care prezintă variații în compoziția granulometrică pe orizontală și verticală (fig. IX.6).

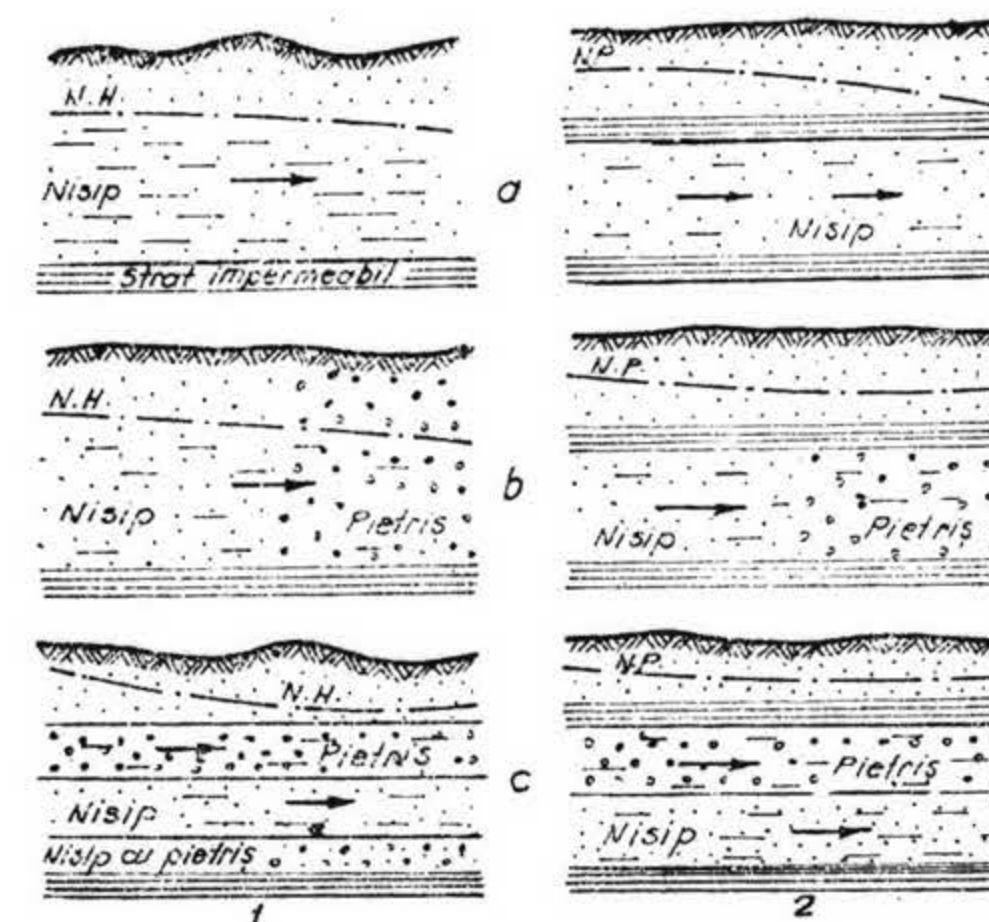


Fig. IX.6. Tipuri de strate freatice (1) și captive (2):

- a — strate omogene; b — strate heterogene pe orizontală;
- c — strate heterogene pe verticală; NH — nivel hidrostatic;
- NP — nivel piezometric; săgețile indică sensul de mișcare a apei.

*Orizontul acvifer.* În zăcămint, stratele permeabile alternează de obicei cu stratele impermeabile. Succesiunea acestor depozite permite formarea mai multor orizonturi acvifere cu caracteristici hidrogeologice și hidrochimice deosebite.



Orizonturile acvifere se caracterizează prin particularități litofaciale și hidrogeologice calitativ analoage și se întind pe distanțe mari, în limitele aceluiași bazin hidrogeologic și pe un anumit interval al profilului hidrogeologic.

Orizontul acvifer nu poate cuprinde strate cu variații mari ale caracterelor litofaciale și hidrogeologice, chiar dacă din punct de vedere hidrodinamic ele formează un sistem unitar, nefiind separate de roci impermeabile. De exemplu, dacă peste o formațiune de pietrișuri și nisipuri se așază un pachet de calcare fisurate, în profilul hidrogeologic, acestea apar ca două orizonturi acvifere diferite.

Complexul acvifer cuprinde mai multe orizonturi acvifere omogene sau diferite după compoziția litofacială și caracterele hidrogeologice. Separarea în complexe acvifere se face în mod convențional, cuprinzându-se în același complex, orizonturile acvifere care sint în legătură hidrolică și prezintă nivelele piezometrice la cote apropiate.

Cunoașterea sistemelor acvifere și a caracteristicilor litofaciale și hidrogeologice ale acestora prezintă o deosebită importanță în adoptarea soluțiilor practice de asecare.

### 1.3. CONDIȚIILE DE ALIMENTARE, CURGERE ȘI DRENARE A ORIZONTURILOR ACVIFERE

Alimentarea orizonturilor acvifere se produce prin infiltrarea precipitațiilor atmosferice și local prin infiltrații din sursele acvifere superficiale sau surse acvifere subterane.

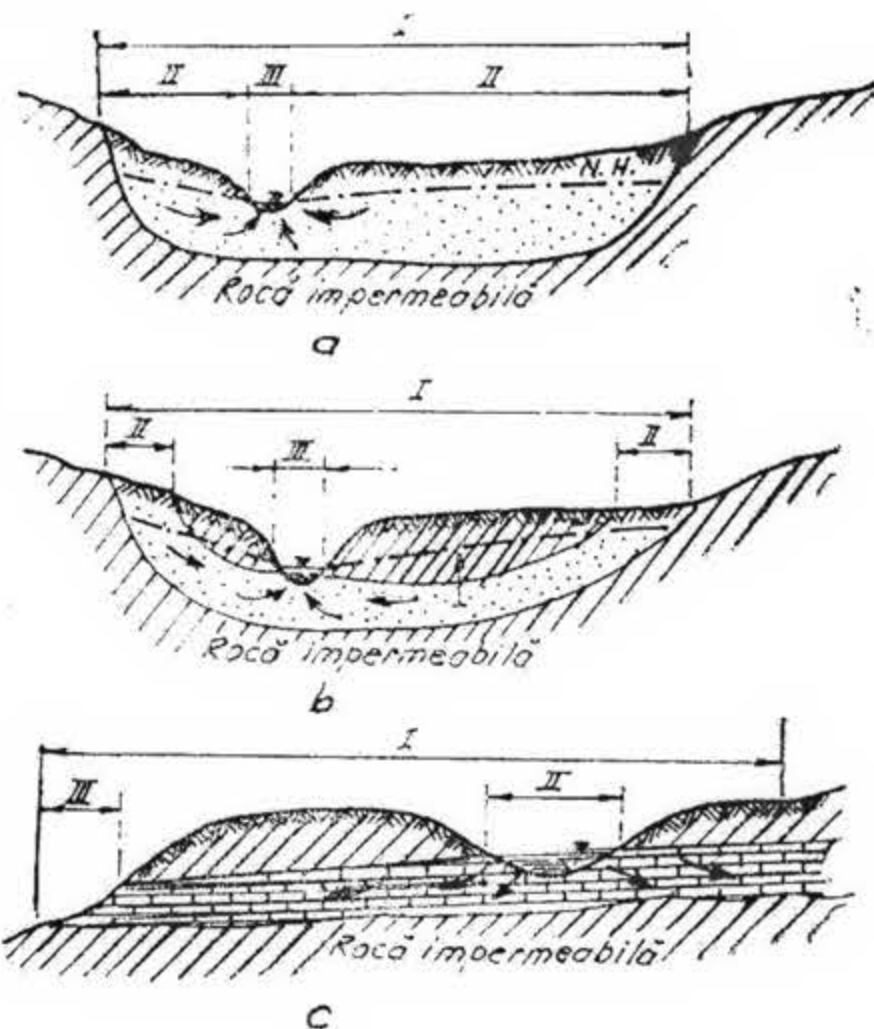


Fig. IX.7 Poziția domeniilor de alimentare, curgere și drenare la tipurile principale de orizonturi acvifere:

I — domeniul de răspândire a orizontului acvifer;  
II — domeniul de alimentare; III — domeniul de descărcare.

Poziția zonelor caracteristice (alimentare, acumulare și drenare) este dependentă de structura geologică și de condițiile geomorfologice. În fig. IX.7, sint rediate trei cazuri de repartizare a domeniilor de alimentare, curgere și drenare. Se vede că dome-

niul de alimentare poate fi interior — în limitele de răspândire a orizontului acvifer — și exterior — la limita lui.

Partea din precipitațiile atmosferice care alimentează orizontul acvifer constituie scurgerea subterană și se exprimă cantitativ prin modulul scurgerii subterane și coeficientul scurgerii subterane,

Modulul scurgerii subterane reprezintă debitul de apă, în l/s, care se scurge de la suprafață pe 1 km² din orizontul acvifer.

Coeficientul scurgerii subterane reprezintă raportul dintre cantitatea anuală a scurgerii subterane și cantitatea precipitațiilor anuale căzute, ambele exprimate în mm.

**Curgerea apelor subterane.** Procesul de curgere a apelor subterane constă în deplasarea lor de la zona de alimentare către zona de drenare. El se definește prin elementele sale hidrodinamice. Elementele hidrodinamice ale procesului de curgere sint reprezentate de:

— suprafața piezometrică (sau nivelul piezometric) a unui orizont acvifer, care este suprafața reală sau imaginară, la care presiunea apei este egală cu presiunea atmosferică;

— nivelul hidrostatic, care este nivelul pînă la care se ridică apele freatice în foraje, măsurate de la un plan convențional (nivelul mării, suprafața terestră, patul impermeabil etc.);

— presiunea piezometrică (pe scurt presiunea apei subterane  $H$ ) este dată de energia potențială a curentului acvifer și reprezintă suma înălțimilor piezometrice,  $h$ , măsurată de la talpa lucrării pînă la nivelul apei în lucrarea respectivă și al înălțimii geometrice  $z$ , determinată de la talpa lucrării pînă la planul de referință dat (fig. IX.8).

Pentru determinarea presiunii date de orizonturile acvifere, se folosește noțiunea de presiune hidrostatică ( $P$ ). Ea reprezintă produsul dintre greutatea specifică a apei ( $\gamma_a$ ) și înălțimea coloanei de apă de la nivelul piezometric (sau hidrostatic) pînă la adîncimea planului respectiv, în limitele orizontului acvifer ( $H$ ).

$$P = \gamma_a \cdot H \text{ [t/m}^2\text{]} \quad (\text{IX.2})$$

În calculul stabilității rocilor granulare — la acțiunea curentului acvifer se folosește și termenul de presiune hidrodinamică ( $D$ ), definită ca o forță exercitată de curentul acvifer, asupra unității de volum a rocii, dată de relația:

$$D = \gamma_a \cdot I \text{ [t/m}^3\text{]} \quad (\text{IX.3})$$

în care  $I$  este panta piezometrică.

— panta piezometrică,  $I$ , (panta hidrolică) reprezintă raportul dintre diferența presiunilor piezometrice în două puncte de hidroobservație, ( $\Delta H$ ), exprimată în metri coloană de apă și distanța dintre aceste puncte ( $L$ ), (fig. IX.9).

$$I = \frac{\Delta H}{L} \quad (\text{IX.4})$$

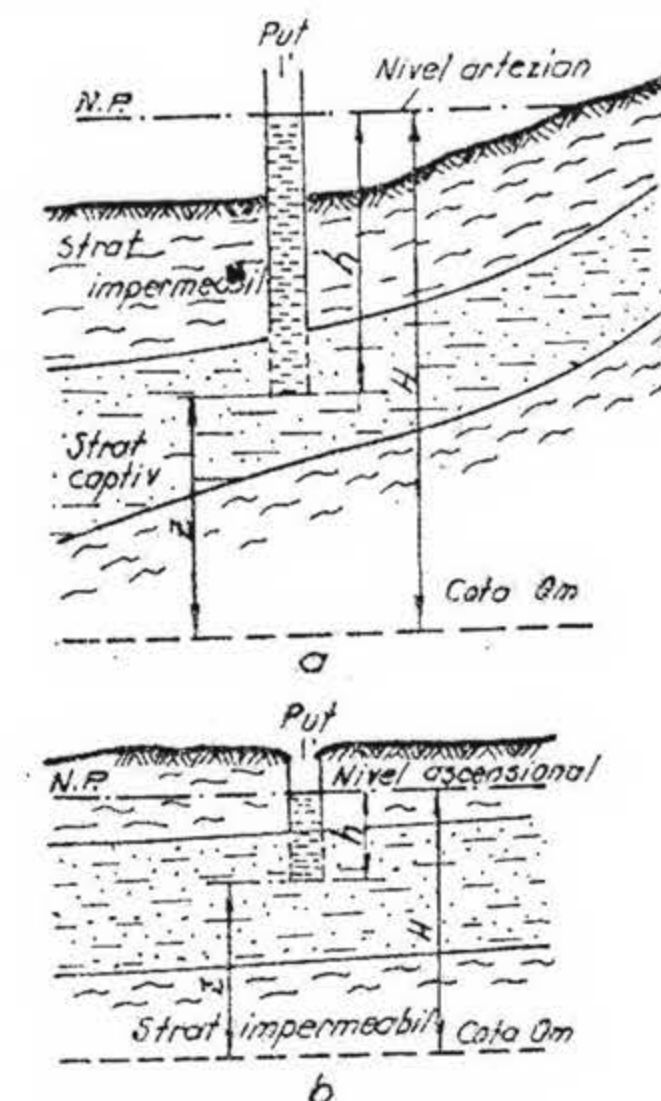


Fig. IX.8. Nivelul piezometric la un strat acvifer captiv artezian (a) și ascensional (b):

$H$  — presiunea piezometrică;  $h$  — înălțimea apei în forajul de hidroobservație;  $z$  — cota forajului în raport cu un plan de referință.



Intersecția suprafeței apelor freatice sau a suprafeței piezometrice a apelor sub presiune cu un plan vertical, pe direcția curentului acvifer, dă *curba de depresiune naturală*, care caracterizează pierderea de sarcină a curentului.

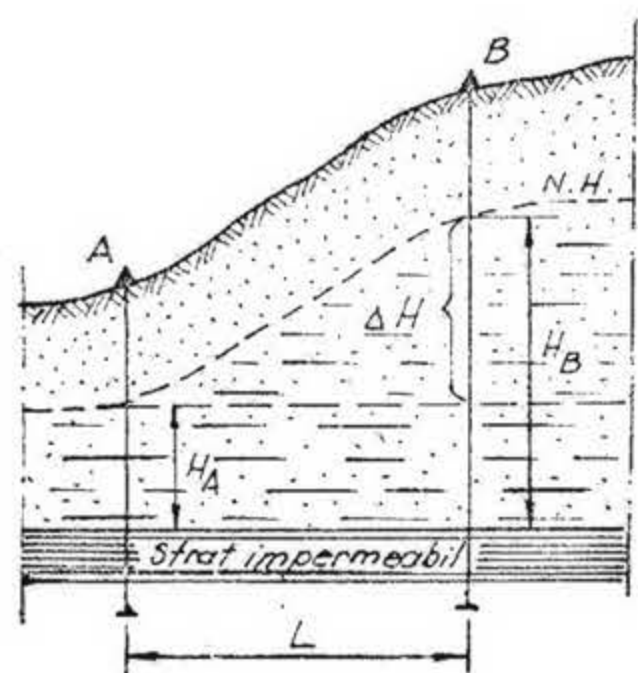


Fig. IX.9. Calculul pantei hidraulice.  
NH—nivelul hidrostatic a apelor.

Reprezentarea grafică a suprafeței libere a apelor freatice se face cu ajutorul hidroizohipselor, care sînt linii ce unesc punctele cu același nivel hidrostatic. În cazul apelor sub presiune, reprezentarea se face cu ajutorul hidroizopiezelor, care sînt linii ce unesc puncte de egală presiune piezometrică.

Dacă toate liniile de curent sînt paralele cu un plan vertical dat, ele formează un *curent liniar*, (unidimensional).

Cînd liniile de curent sînt reprezentate în planul orizontal printr-o familie de drepte convergente sau divergente, curentul este *radial-convergent* sau *radial-divergent*.

În funcție de caracteristicile curentului (grosime, debit, viteză de filtrare, pantă hidraulică) curgerea apei subterane poate fi *permanentă* sau *nepermanentă*.

Cînd caracteristicile hidrodinamice sînt constante în timp în secțiunea dată, curgerea este *permanentă*, în caz contrar este *nepermanentă*. Dacă viteza de filtrare este aceeași în toate secțiunile, curgerea este *uniformă*, iar dacă viteza de filtrare variază în lungul curentului, curgerea este *neuniformă*.

**Drenajul natural al orizonturilor acvifere** se poate realiza pe trei căi:

— apariția nemijlocită a apelor subterane la suprafața terenului, unde formează izvoare;

— drenaj ascuns care constă în infiltrarea apei din orizontul acvifer în sursele acvifere de suprafață (lacuri, riuri, mlaștini etc.);

— drenarea apelor subterane dintr-un orizont în altul, care poate avea loc prin intermediul „ferestrelor” hidrogeologice sau a dislocațiilor tectonice (fig. IX.10). Astfel de situații creează mari dificultăți în lucrările miniere, orizontul productiv putînd fi alimentat de orizonturi acvifere de adîncime cu presiuni mari.

#### 1.4. CLASIFICAREA RESURSELOR DE APE SUBTERANE

Prin *resurse naturale ale apelor subterane* se înțelege toată apa gravitațională care se acumulează sub influența factorilor naturali într-un orizont acvifer.

După condițiile hidrogeologice se deosebesc mai multe tipuri de resurse și anume: statice, dinamice și elastice.

— *Resursele statice* ( $W_s$ ) reprezintă volumul de apă care umple porii și golurile rocilor și se află în stare liberă, indiferent de dinamica apelor subterane. Ele se exprimă în  $m^3$  de apă, conform relației:

$$W_s = V \cdot K_c \quad [m^3] \quad (IX.5)$$

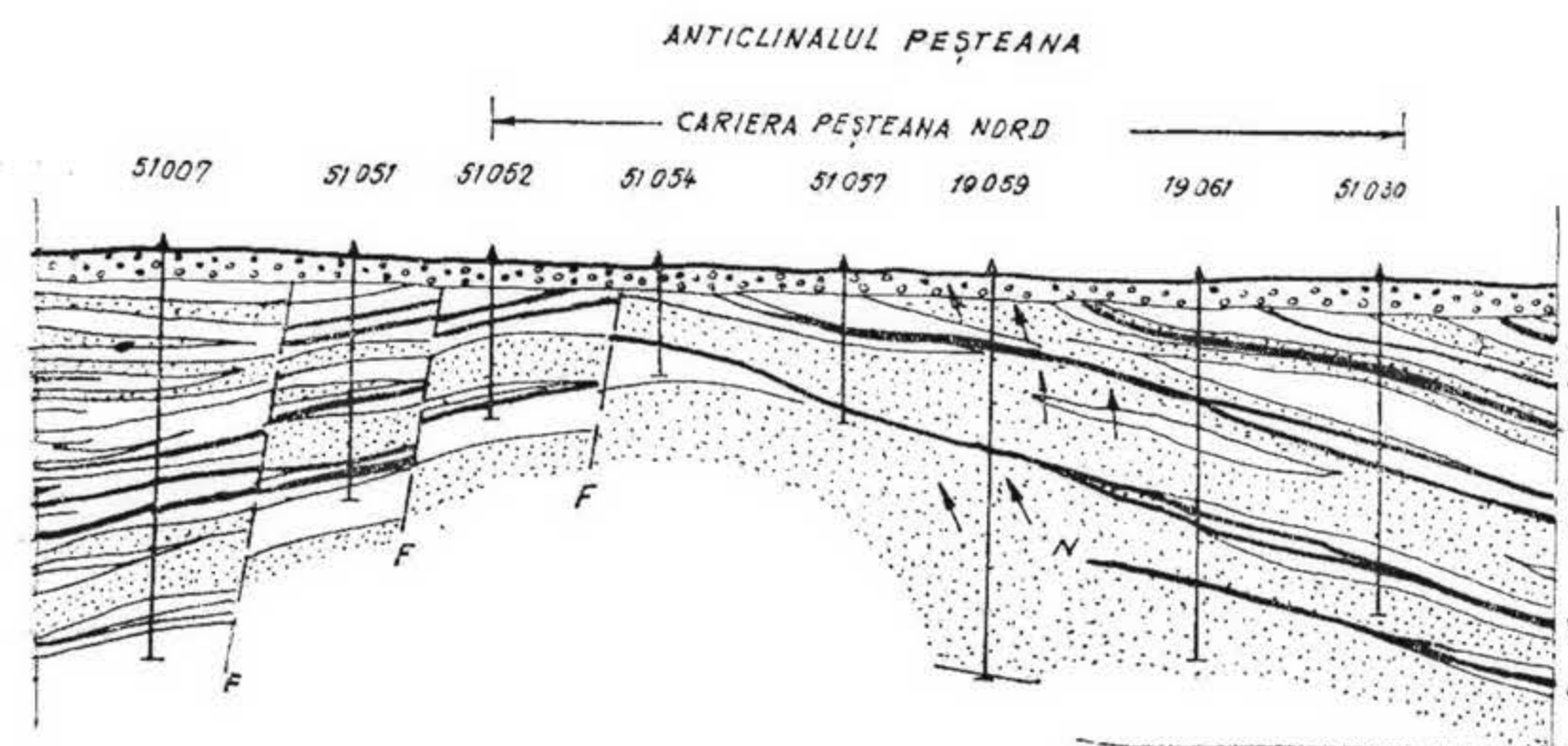


Fig. IX.10. Drenarea prin „fereastră hidrogeologică” la zăcămintul de lignit Peșteana (Gorj).

în care:  $V$  este volumul rocii acvifere,  $m^3$ ;

$K_c$  — coeficientul capacității de cedare.

— *Resursele dinamice* reprezintă afluxul apelor subterane asigurat de alimentarea naturală a orizontului acvifer și se exprimă prin *debitul curentului acvifer*.

Legătura între resursele statice și dinamice ale unui orizont acvifer se exprimă prin *durata schimbului de apă* ( $T$ ), care reprezintă timpul în cursul căruia apa care se află în orizontul acvifer este reînnoită de afluxul din domeniile de alimentare. Durata schimbului de apă este dată de raportul dintre resursele statice și cele dinamice:

$$T = \frac{W_s}{W_d} \quad [\text{ani}] \quad (IX.6)$$

În cazul bazinelor sub presiune, durata schimbului de apă poate fi calculată cu relația:

$$T = \frac{L}{v_r} \quad [\text{ani}] \quad (IX.7)$$

în care:

$L$  este lungimea orizontului acvifer, km;

$v_r$  — viteza reală de curgere a apei în strat, km/ani.

— *Resursele elastice* ( $W_e$ ) reprezintă o formă potențială de resurse, care se eliberează la deschiderea orizontului acvifer și reducerea presiunii, datorită dilatării volumetrice a apei și compresibilității mediului poros.



Volumul resurselor elastice ( $W_e$ ) se poate calcula cu relația generală:

$$W_e = \beta \cdot p \cdot V_0 \quad [\text{m}^3] \quad (\text{IX.8})$$

în care:  $\beta$  este coeficientul capacității elastice a orizontului acvifer, determinat de V. N. Seelcacev și dat de relația:

$$\beta = K_c \cdot \beta_a + \beta_r \quad (\text{IX.9})$$

în care:  $K_c$  este coeficientul capacității de cedare;  
 $\beta_a$  — coeficientul de elasticitate volumetrică sau de compresibilitate al apei, care pentru apele dulci și slab mineralizate au valoarea:

$$\beta_a = (4,5 - 5) \cdot 10^{-5} \quad [\text{cm}^2/\text{daN}]$$

$\beta_r$  — coeficientul de compresibilitate al rocii, ce variază în limite largi și este egal cu

$$\beta_r = (0,3 - 2) \cdot 10^{-5} \quad [\text{cm}^2/\text{daN}],$$

valoarea cea mai mică corespunzând pentru roci calcaroase, iar valoarea maximă pentru nisipuri.

$\Delta p$  — variația presiunii, sau valoarea medie a denivelării pe tot domeniul de influență, dată de relația:

$$\Delta p = p_i - p_f \quad [\text{daN}/\text{cm}^2] \quad (\text{IX.10})$$

în care  $p_i$  este presiunea inițială a apei,  $\text{daN}/\text{cm}^2$ ;  
 $p_f$  — presiunea finală a apei,  $\text{daN}/\text{cm}^2$ ;  
 $V_0$  — volumul inițial al apei la presiunea inițială  $p_i$ ,  $\text{m}^3$ .

## 1.5. FENOMENE GEO—MINIERE LEGATE DE PREZENȚA APEI

Prezența apelor subterane în constituția rocilor conduce la înrăutățirea caracteristicilor fizico-mecanice ale rocilor și la înregistrarea deformațiilor în conturul lucrărilor miniere subterane și la zi și la haldele de steril.

Având în vedere caracterul tehnico-minier al lucrărilor de excavare, cele mai numeroase și diverse fenomene geo-miniere apar în exploatarea la zi.

Studierea condițiilor inginerо-geologice ale exploatarea la zi a zăcămintelor de substanțe minerale utile a permis să se separe următoarele fenomene geo-miniere condiționate de influența apelor de suprafață și subterane: alunecări, umflări, refulări, eroziuni, sufozii, prăbușiri și ruperi ale ecranului din vatra carierelor (fig. IX.11).

Alunecările sînt deplasări superficiale sau de profunzime ale rocilor din taluzuri, pe suprafețe de alunecare finite, fără schimbare de volum în general, însă cu transformări parțiale sau integrale ale conturului inițial al taluzului (fig. IX.11, a și b).

În funcție de adîncimea și felul alunecărilor întîlnite la taluzurile naturale și artificiale se deosebesc următoarele tipuri de alunecări: alunecări superficiale, alunecări de profunzime, alunecări (curgeri) plastice, alunecări pe terenul de bază și alunecări în terenul de bază.

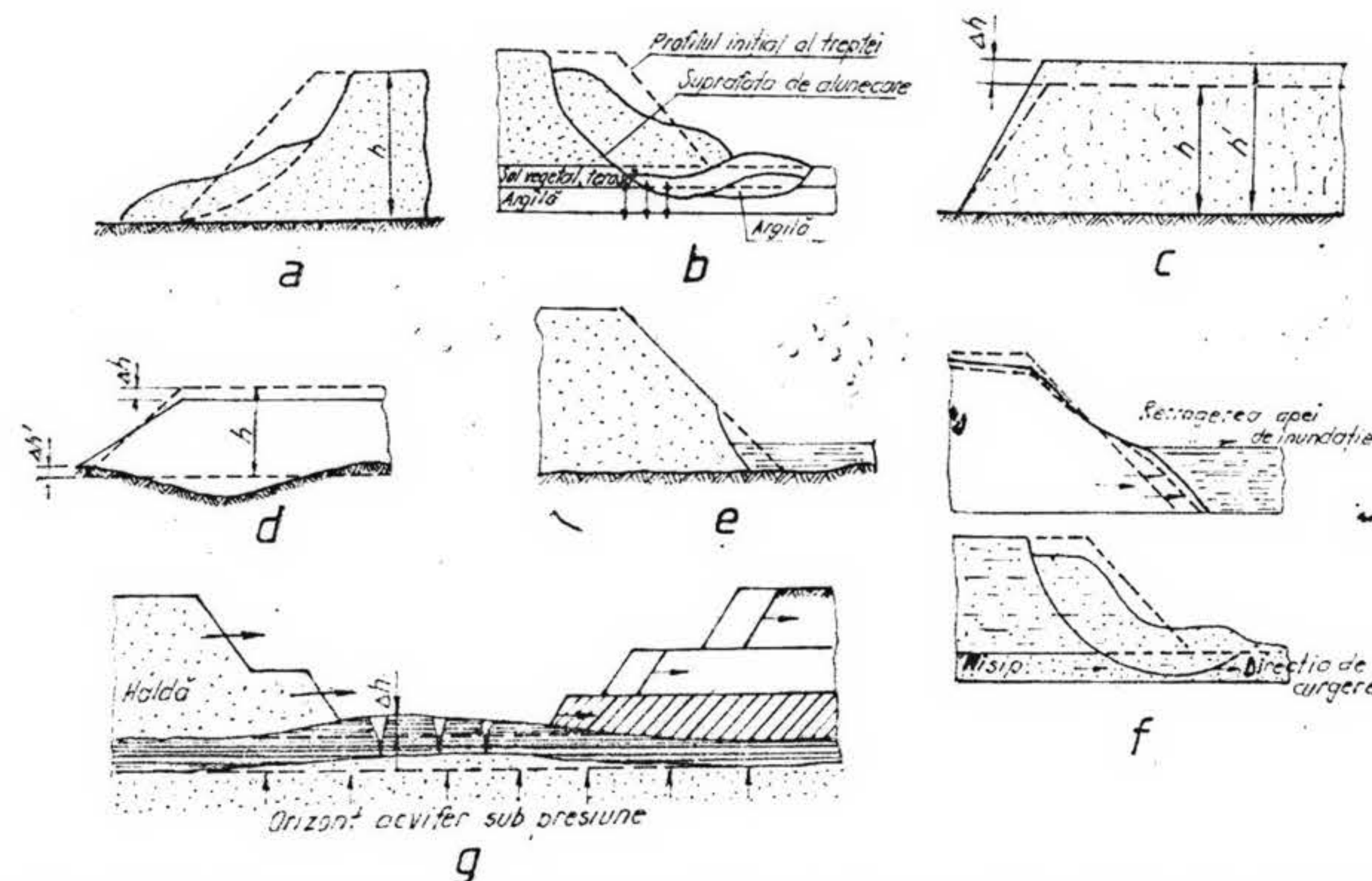


Fig. IX.11. Fenomene geo-miniere condiționate de prezența apelor de suprafață și subteran:

a — alunecare de profunzime; b — alunecare în terenul de bază; c — umflare prin umezire; d — refularea terenului de bază; e — eroziune propriu-zisă; f — alunecare sufozionică; g — ruperea ecranului protector.

Umflările sînt ridicări ale bermei sau ale terenului de bază în urma umezirilor excesive, înghețului și în anumite cazuri datorită existenței la adîncimi mici a unor strate acvifere sub presiune. După cauzele care le produc se deosebesc: umflări prin umezire, umflări prin îngheț și umflări prin acțiunea apelor sub presiune (fig. IX.11, c).

Refulările sînt deplasări ale rocilor din corpul taluzurilor sub efectul sarcinilor exterioare și al înrăutățirii proprietăților fizico-mecanice datorite prezenței apei.

După elementul care îl afectează se deosebesc refulări ale taluzurilor și refulări ale terenului de bază (fig. IX.11, d).

Eroziunile sînt dislocări de material provocate de apele în stare de curgere. Ele se consideră procese primare de alunecare sau de prăbușire. După condițiile în care acționează apa, eroziunile se împart în: eroziuni de suprafață (ravinări), eroziuni propriu-zise și eroziuni subterane (sufozii), (fig. IX.11, e).

Sufoziile reprezintă antrenări de material provocate de apele subterane, datorită presiunii hidrodinamice în zona de la baza taluzului înainte de ieșirea la suprafață. Se dezvoltă în special în rocile nisipoase și pentru unghiuri de taluz mai mari de  $25^\circ$ . Ca rezultat al manifestărilor sufoziei se produce înnămolirea bermelor de lucru, iar



sufozia se poate transforma în alunecarea sufozionică, cind rocile din treaptă alunecă (se surpă) pe baza subminării lor de către apele subterane (fig. IX.11, f).

*Prăbușirile* sînt deplasări bruște de mase de roci după suprafețe mai mult sau mai puțin verticale, datorită eroziunilor de la baza taluzului sau menținerii acestuia la un unghi de înclinare mai mare decît unghiul de stabilitate. Se produc în special la rocile argilo-nisipoase, avînd drept cauză prezența apelor curgătoare, de șiroire și a apelor subterane.

*Ruperile ecranului* din vatra carierelor sînt caracteristice pentru rocile argilo-nisipoase slab cimentate din culcușul zăcămintului, ca urmare a deschiderii vetrei carierei pe suprafețe mari și a existenței în culcușul acestora de orizonturi acvifere sub presiune (fig. IX.11, g).

Dintre toate fenomenele geo-miniere legate de prezența apei, redate mai sus, ce se manifestă în exploatarea la zi, cele mai periculoase sînt alunecările treptelor de lucru și de haldă, ruperile ecranului din vatra carierelor, refulările terenului de bază și eroziunile subterane.

În condițiile lucrărilor miniere subterane, ca fenomene geo-miniere mai importante legate de prezența apei se menționează umflarea rocilor de pe conturul lucrărilor miniere și refularea rocilor din vatra galeriilor.

Aceste fenomene se manifestă în special în cazul rocilor argiloase sau argilomarnoase, care în contact cu apa își schimbă caracteristicile fizico-mecanice și își măresc volumul.

Toate aceste fenomene geo-miniere, ce apar în lucrările miniere, legate de prezența apei sînt fenomene negative și pentru evitarea lor sînt necesare măsuri de protecție a carierelor contra afluențelor de apă de suprafață și subterane, măsuri de drenare a apelor din corpul treptelor de lucru și de haldă sau din jurul lucrărilor miniere subterane și măsuri de detensionare a orizonturilor acvifere sub presiune.

## 2. CIRCULAȚIA APELOR SUBTERANE

Deplasarea apei prin porii și fisurile rocilor se desfășoară după anumite legi, în funcție de tipul de apă și gradul de saturație a rocilor.

### 2.1. MIȘCAREA APEI SUB FORMĂ DE VAPORI

*Vaporii* ocupă porii și fisurile lipsite de apă liberă. Ei sînt de origine atmosferică sau se formează prin procesele de evaporare subterană. În sol și la mică adîncime în subsol, vaporii de apă se deplasează prin roci împreună cu aerul sau independent de circulația aerului, datorită diferenței de tensiune a vaporilor, din zonele cu tensiune mare spre zonele cu tensiune mică.

### 2.2. MIȘCAREA APEI LEGATE

Apa legată chimic se deplasează prin porii rocilor numai sub formă de vapor, după ce a fost eliberată din minerale, sub influența unor temperaturi ridicate.

*Apa higroscopică* se deplasează, de asemenea, sub formă de vapor, la temperaturi care nu depășesc 100° C.

*Apa peliculară* se deplasează sub formă de vapor, sau sub formă de apă lichidă, datorită forțelor de atracție dintre granulele de rocă și moleculele de apă ale peliculei. Apa peliculară se deplasează de la peliculele mai groase spre cele mai subțiri, dinspre rocile umede spre cele mai puțin umede.

### 2.3. MIȘCAREA APEI LIBERE

*Apa capilară.* Mișcarea apei capilare are loc sub acțiunea forțelor capilare, rezultate din interacțiunea forței greutății cu forța de tensiune superficială.

*Tensiunea superficială.* Într-un mediu lichid, fiecare moleculă de apă este atrasă de către moleculele vecine, cu o forță a cărei valoare este de aproximativ 10⁴ daN/cm². Dacă forțele de atracție sînt egale și de sens contrar ele se opun reciproc și moleculele de apă rămîn în echilibru stabil. În cazul moleculelor situate la limita lichid-aer, cîmpul de forțe este echilibrat în mod nesimetric, deoarece moleculele de apă de la suprafață sînt atrase pe de o parte de către moleculele de apă vecine, iar pe de altă parte, mai slab, de către moleculele de aer. Fenomenul se numește *tensiune superficială* și se întîlnește și în cazul moleculelor de apă ce vin în contact cu particulele solide ce constituie pereții porilor. Datorită tensiunii superficiale, în funcție de gradul de umiditate, granulele rocilor se înconjoară cu un film subțire de apă după un anumit profil.

Între forța greutății și tensiunea superficială există raporturi diferite în funcție de diametrul porilor, natura materialului ce constituie pereții acestora și proprietățile chimice ale lichidului.

Fenomenul capilarității poate fi ușor observat dacă se iau două tuburi de sticlă, unul cu diametrul mic (sub 0,5 mm) și altul cu diametrul mare (peste 2 mm), (fig. IX.12). Introducînd tuburile cu partea lor inferioară în apă, se constată cu apa rămîne la același nivel cu tubul supracapilar, în timp ce în tubul capilar apa se va ridica la înălțimea  $h$ , fiind solicitată de tensiunea superficială dezvoltată la contactul apei cu peretele tubular. La partea superioară, coloana de apă formează un menisc concav, cu unghiul de contact  $\alpha$ .

Luînd în considerație forțele care determină ridicarea capilară și cele care se opun, putem deduce legea ascensiunii capilare.

Considerînd tubul capilar cu raza  $r$  și tensiunea superficială  $t$  pe unitatea de circumferință, tensiunea superficială la contactul meniscului cu peretele ( $T$ ) va fi:

$$T = 2\pi \cdot r \cdot t \quad (\text{IX.11})$$



Pentru unghiul de contact  $\alpha$ , componenta verticală  $T_v$  care tinde să ridice apa în tubul capilar este dată de relația:

$$T_v = 2\pi \cdot r \cdot t \cdot \cos \alpha \quad (\text{IX.12})$$

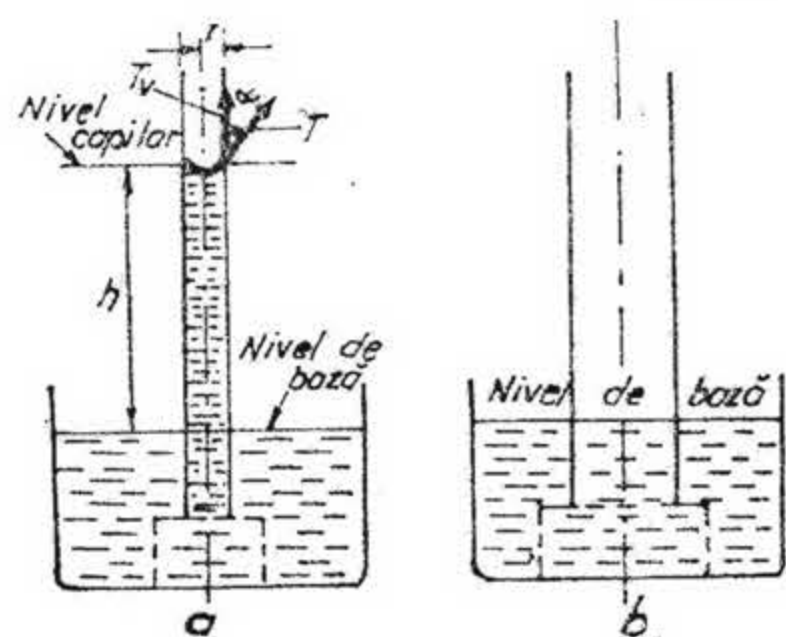


Fig. IX.12. Manifestarea forțelor capilare:  
a — tub capilar; b — tub supracapilar.

Forța care se opune ridicării apei prin capilaritate  $F$  este în funcție de greutatea apei și accelerația gravitației  $g$ . Considerând  $\gamma_a$  — greutatea specifică a apei,  $\pi r^2$  — secțiunea tubului capilar și  $h$  — înălțimea de ridicare capilară, această forță va fi:

$$F = \pi r^2 \cdot \gamma_a \cdot g \cdot h \quad (\text{IX.13})$$

Condiția de echilibru este realizată când  $T_v = F$  și deci făcând înlocuirile se obține:

$$\pi r^2 \cdot \gamma_a \cdot g \cdot h = 2\pi r \cdot t \cdot \cos \alpha \quad (\text{IX.14})$$

de unde rezultă înălțimea capilară care va fi dată de expresia:

$$h = \frac{2t}{r \cdot \gamma_a \cdot g} \cdot \cos \alpha \quad (\text{IX.15})$$

Din relațiile de mai sus rezultă că înălțimea de ridicare capilară este direct proporțională cu valoarea tensiunii superficiale pe unitate de circumferință și invers proporțională cu diametrul tubului capilar, valoarea accelerației gravitației și greutatea specifică a lichidului.

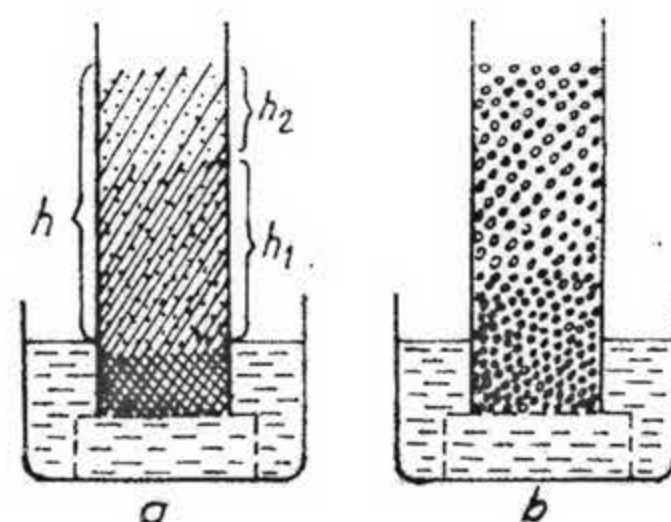


Fig. IX.13. Ascensiunea apei în roci granulare:  
a — nisip fin; b — pietriș;  $h$  — înălțime de ridicare capilară;  
 $h_1$  — înălțimea cu apă capilară continuă;  $h_2$  — înălțimea cu apă capilară discontinuă.

Fenomenul se petrece în mod asemănător și în cazul rocilor poroase sau fisurate (fig. IX.13).

Pe baza fenomenului de capilaritate se determină influența dimensiunii granulelor asupra intensității și vitezei de asecare.

**Apa gravifică** circulă prin porii și fisurile rocilor sub acțiunea forței gravitației, datorită diferenței de presiune dintre zonele cu nivel de apă mai ridicat și zonele cu nivel mai scăzut, adică de la punctele cu presiune mai mare spre punctele cu presiune mai mică, pe linia de minimă rezistență. Circulația apei poate fi verticală, laterală sau mixtă (verticală și laterală), în funcție de gradul de umiditate a rocilor și distribuția căilor de acces.

**Circulația verticală** se realizează în zona superioară a terenului unde apele de precipitație infiltrate, după ce au reconstituit stocul de apă de retenție, merg în adâncime până ce întâlnesc nivelul freatic, contribuind la îngroșarea stratului acvifer și la ridicarea nivelului hidrostatic.

**Circulația laterală** are loc în zona de saturare completă a rocilor cu apă.

## 2.4. REGIMURI DE CURGERE

Experiențele efectuate de Reynolds, în anul 1883, au arătat că mișcarea apelor subterane prin mediile poroase poate fi laminară sau turbulentă. Factorul esențial care determină această separare de regimuri este viteza de curgere. Viteza pentru care curgerea apei trece de la regimul laminar la cel turbulent se numește *viteza critică*.

### 2.4.1. CURGEREA ÎN REGIM LAMINAR

Curgerea în regim laminar se desfășoară prin rocile cu porozitate omogenă, având dimensiuni reduse (fig. IX.14). Regimul laminar implică o curgere unitară permanentă

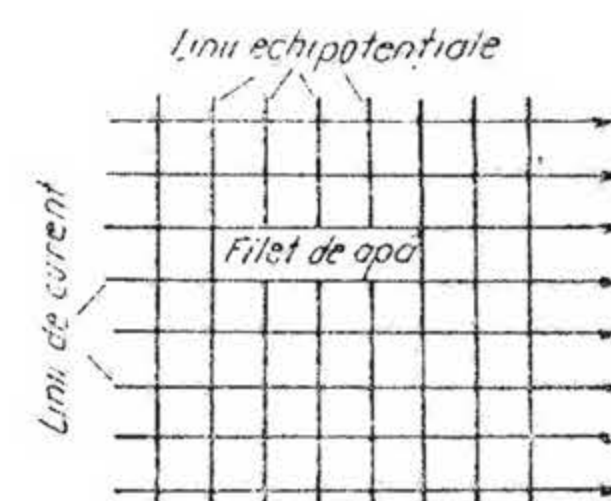


Fig. IX.14. Curgerea laminară. Linii de curent și linii echipotențiale văzute în planul paralel cu axul de curgere.

și este condiționat de numărul lui Reynolds ( $Re$ ) dat de expresia:

$$Re = \frac{V_{crit} \cdot d \cdot \gamma_a}{\mu} \quad (\text{IX.16})$$



în care:  $V_{crit}$  este viteza critică medie, cm/s;  
 $d$  — diametrul tubului (porilor), cm;  
 $\gamma_a$  — greutatea specifică a lichidului, g/cm³;  
 $\mu$  — viscozitatea lichidului, poise.

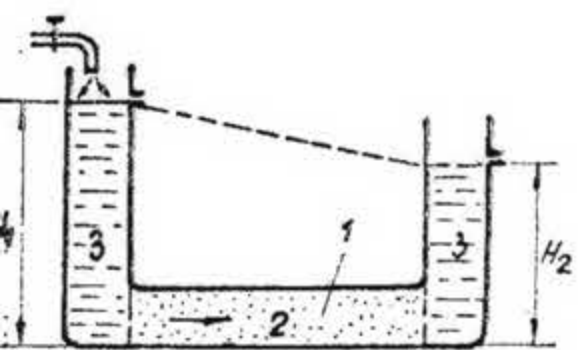


Fig. IX.15 Curgerea apei prin medii poroase orizontale.

nisip, sub acțiunea diferenței de înălțime  $\Delta H = H_1 - H_2$  se produce filtrarea apei, în sensul săgeții 2. Înălțimile coloanelor 3 de apă  $H_1$  și  $H_2$ , fiind menținute constante, se constată că debitul de apă,  $Q$ , care trece prin stratul de nisip în unitatea de timp, poate fi calculat cu relația:

$$Q = K_f \cdot S \cdot \frac{\Delta H}{L} = K_f \cdot S \cdot I \quad [\text{cm}^3/\text{s}] \quad (\text{IX.17})$$

în care:  $K_f$  este coeficientul de proporționalitate, numit ulterior *coeficient de filtrare*, cm/s;

$S$  — suprafața secțiunii de scurgere, cm²;

$\Delta H$  — diferența de înălțime, cm coloană de apă;

$L$  — lungimea probei de nisip, cm.

Raportul,  $I = \frac{\Delta H}{L}$  reprezintă *gradientul hidraulic* sau *pierderea de sarcină pe unitatea de lungime* și deci:

$$Q = K_f \cdot S \cdot I \quad [\text{cm}^3/\text{s}] \quad (\text{IX.18})$$

Ținând seama că raportul  $\frac{Q}{S} = v$ , în care  $v$  este viteza de filtrare a apei, se obține:

$$v = K_f \cdot I \quad [\text{cm/s}] \quad (\text{IX.19})$$

relație care exprimă *legea liniară a filtrării*, numită și *legea lui Darcy*.

Exprimând pierderea de înălțime  $\Delta H = H_1 - H_2$  și panta hidraulică  $I = \frac{\Delta H}{L}$ , prin pierderea de presiune se obține:

$$\Delta H = \frac{\Delta P}{\gamma_a}; \quad I = \frac{\Delta P}{\gamma_a \cdot L}$$

și deci:

$$Q = K_f \cdot S \cdot \frac{\Delta P}{\gamma_a \cdot L} \quad [\text{cm}^3/\text{s}] \quad (\text{IX.20})$$

unde:  $\gamma_a$  este greutatea specifică a lichidului, daN/cm³;

$\Delta P$  — diferența de presiune datorită coloanelor de apă cu înălțimea  $H_1$  și  $H_2$ , daN/cm²; sau:

$$v = \frac{K_f}{\gamma_a} \cdot \frac{\Delta P}{L} \quad [\text{cm/s}] \quad (\text{IX.21})$$

Această lege obținută experimental arată că viteza de filtrare este proporțională cu gradientul de presiune (și este o funcție liniară a lui), ceea ce concordă cu legea filtrării fluidelor obținută analitic, care este de forma:

$$v = \frac{d_e^2 \cdot S_1}{\mu} \cdot \frac{\Delta P}{L} \quad (\text{IX.22})$$

unde:  $d_e$  este diametrul efectiv al particulelor care formează roca;

$\mu$  — viscozitatea fluidului;

$S_1$  — număr adimensional dependent de porozitatea rocii, forma particulelor și structura spațiului poros.

Formula este justă pentru filtrarea lichidului pe o direcție orizontală. În cazul mediilor poroase înclinate (fig. IX. 16) apare, la filtrarea lichidelor, și influența forțelor de gravitație.

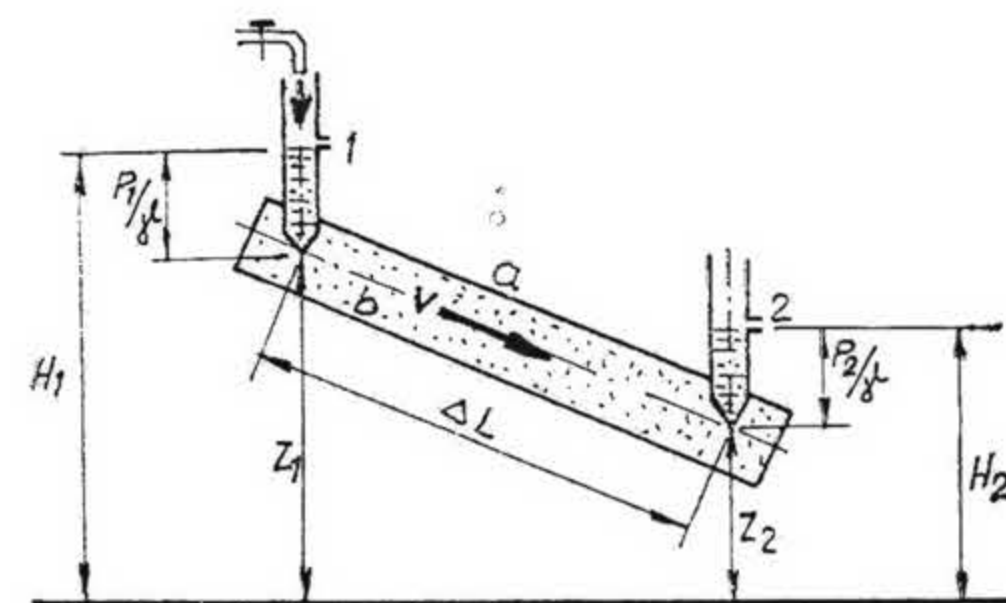


Fig. IX.16. Curgerea apei prin medii poroase înclinate.

Panta hidraulică (piezometrică) este dată de expresia:

$$I = \frac{\frac{\Delta p}{\gamma_a} + \Delta z}{L} = \frac{1}{\gamma_a} \left( \frac{\Delta p + \gamma_a \cdot \Delta z}{L} \right) \quad (\text{IX.23})$$

în care:  $\Delta z = z_1 - z_2$  este diferența dintre distanțele corespunzătoare secțiunilor 1 și 2 de la o suprafață de referință.



Relația (IX.20) devine:

$$Q = K_f \cdot S \cdot \frac{\Delta p + \gamma_a \cdot \Delta z}{\gamma_a \cdot L} \text{ [cm}^3/\text{s]} \quad (\text{IX.24})$$

ar legea liniară a filtrării pentru mediile poroase înclinate are forma:

$$v = \frac{K_f}{\gamma_a} \cdot \frac{\Delta p + \gamma_a \cdot \Delta z}{L} \text{ [cm/s]} \quad (\text{IX.25})$$

Egalind legea liniară a filtrării, dedusă experimental (IX. 21) cu expresia generalizată a legii filtrării (IX.22), obținută analitic

$$v = \frac{K_f}{\gamma_a} \cdot \frac{\Delta p}{L} = \frac{d_e^2 \cdot S_1}{\mu} \cdot \frac{\Delta p}{L}$$

se obține expresia coeficientului de filtrare:

$$K_f = d_e^2 \cdot S_1 \cdot \frac{\gamma_a}{\mu} \quad (\text{IX.26})$$

care arată influența diferiților factori asupra mărimii sale. Din analiza acestei formule rezultă că coeficientul de filtrare este direct proporțional cu pătratul diametrului efectiv al particulelor care formează roca și depinde de porozitatea și structura mediului poros, deoarece  $S_1 = f(n, s)$  și de proprietățile lichidului.

Notind:

$$K_p = d_e^2 \cdot S_1 \quad (\text{IX.27})$$

Legea filtrării dedusă analitic se poate scrie și sub forma:

$$v = \frac{K_p}{\mu} \cdot \frac{\Delta p}{L} \quad (\text{IX.28})$$

adică viteza de filtrare este direct proporțională cu coeficientul  $K_p$ , care depinde numai de proprietățile mediului poros, caracterizând proprietatea acestuia de a lăsa să treacă prin el fluidul, adică permeabilitatea acestuia. Din acest motiv coeficientului  $K_p$  i s-a dat denumirea de *coeficient de permeabilitate*.

Compararea formulei (IX.28) cu formula obținută experimental (IX.21) arată că legea liniară a filtrării determinată experimental concordă întru totul cu legea filtrării obținută analitic, în care, în locul coeficientului de filtrare ce depinde de proprietățile mediului poros și de cele ale lichidelor, este introdus coeficientul de permeabilitate ce depinde numai de proprietățile geometrice ale mediului poros și nu de proprietățile lichidului.

Din formula (IX.27) rezultă că coeficientul de permeabilitate are dimensiunile unei suprafețe, deoarece  $S_1$  este o mărime adimensională, spre deosebire de coeficientul de filtrare care are dimensiunile unei viteze.

Corelația dintre coeficientul de filtrare și cel de permeabilitate, ținând cont de legea filtrării exprimată prin relațiile (IX.21) și (IX.29), va fi:

$$\frac{K_f}{\gamma_a} = \frac{K_p}{\mu} \quad (\text{IX.29})$$

Această corelație oferă posibilitatea determinării coeficientului de filtrare în funcție de coeficientul de permeabilitate, care se poate determina în laborator pe baza relației:

$$K_p = \frac{Q \cdot \mu \cdot L}{S \cdot \gamma_a \cdot \Delta H} \quad (\text{IX.30})$$

în care:  $\mu$  este viscozitatea lichidului, centipoise sau  $\frac{\text{daN} \cdot \text{s}}{\text{cm}^2}$ ;

$Q$  — debitul de lichid infiltrat,  $\text{cm}^3/\text{s}$ ;

$S$  — secțiunea transversală a probei,  $\text{cm}^2$ ;

$\gamma_a$  — greutatea specifică a apei,  $\text{daN}/\text{cm}^3$ ;

$I$  — panta hidrolică.

**Viteza de filtrare.** Potrivit legii hidrolicii generale, cantitatea de apă  $Q$ , scursă cu viteza  $v$  prin secțiunea transversală  $S$  a unui canal, este dată de relația:  $Q = v \cdot S$ . Înlocuind pe  $Q$  cu echivalentul său din formula lui Darcy (IX.17), se obține viteza de filtrare

$$v = K_f \cdot I \text{ [m/s]} \quad (\text{IX.31})$$

Viteza de filtrare determinată prin relația de mai sus este o viteză aparentă (redușă), deoarece debitul  $Q$  este raportat la toată suprafața secțiunii de rocă, care cuprinde goluri (pori) și scheletul mineral. În realitate, secțiunea de curgere este limitată la secțiunea totală a porilor și deci este egală cu  $S \cdot n$ . Viteza reală medie  $v_m$  a lichidului care circulă prin pori este dată de relația:

$$v_m = Q/S \cdot n = \frac{K_f \cdot I}{n} \text{ [m/s]} \quad (\text{IX.32})$$

Înlocuind,  $K_f \cdot I = v$  — viteza aparentă, se obține corelația între viteza reală medie și viteza aparentă.

$$v_m = v/n \text{ [m/s]} \quad (\text{IX.33})$$

Cum prin porii rocilor circulă numai apa gravitațională, legată de porozitatea eficace  $n_e$ , secțiunea reală de curgere este  $S \cdot n_e$ , iar viteza reală efectivă  $v_e$  este dată de relația:

$$v_e = Q/S \cdot n_e = K_f \cdot I/n_e \text{ [m/s]} \quad (\text{IX.34})$$

și deci:

$$v_e = \frac{v}{n_e} \text{ [m/s]} \quad (\text{IX.35})$$

Viteza reală efectivă corespunde cu viteza măsurată în teren, ce se poate determina prin diferite metode.

**Gradientul hidrolic.** Gradientul hidrolic este un număr fără dimensiuni și servește la stabilirea parametrilor de circulație ai apelor subterane. El se poate determina utilizând nivelul piezometric, panta suprafeței piezometrice sau sarcina sub care se efectuează curgerea (fig. IX.17).



Calculul gradientului hidraulic pe baza nivelului piezometric presupune cunoașterea acestuia în două secțiuni transversale pe direcția curentului de apă, distanțate cu lungimea  $L$  (fig. IX.17, a).

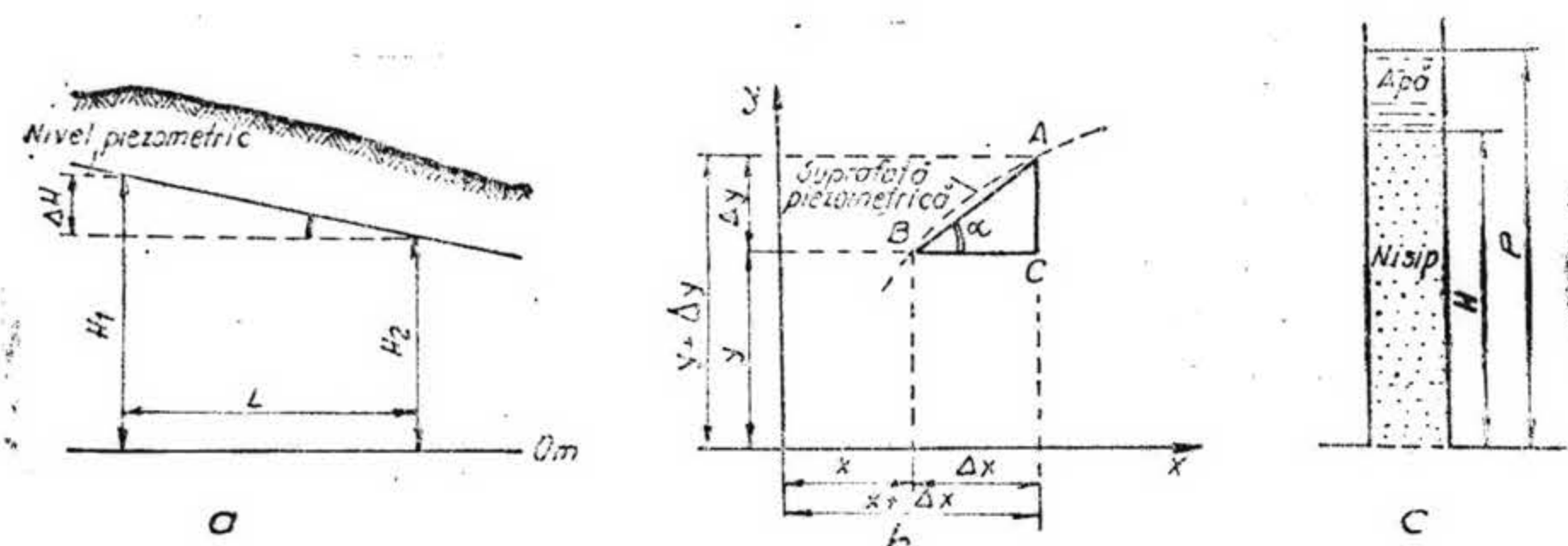


Fig. IX.17. Calculul gradientului hidraulic folosind: nivelul piezometric (a), panta suprafeței piezometrice (b) sau sarcina sub care se face curgerea apei (c) (după G. Castany).

Considerind  $H_1$  și  $H_2$  cotele nivelului piezometric în cele două secțiuni, gradientul hidraulic se determină cu relația:

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{\Delta H}{L} \quad (\text{IX.36})$$

În cazul folosirii pantei suprafeței piezometrice (fig. IX.17, b), gradientul hidraulic se exprimă prin relația:

$$I = \operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta y}{\Delta x} \quad (\text{IX.37})$$

în care:  $\Delta x$  și  $\Delta y$  reprezintă creșterea coordonatelor pe dreapta  $AB$ .

Dacă se ia în considerare sarcina  $P$  sub care se efectuează curgerea și grosimea (puterea) stratului acvifer  $H$  (fig. IX.17, c) gradientul hidraulic va fi:

$$I = \frac{P}{H} \quad (\text{IX.38})$$

#### 2.4.2. CURGEREA ÎN REGIM TURBULENT

În regim turbulent curgerea apelor subterane este asemănătoare curgerii apei în riuri și în canale deschise. Viteza de filtrare se exprimă prin formula lui Chézy-Krasnopolski:

$$v = K_f \cdot C \cdot \sqrt{R \cdot I} \quad [\text{cm/s}] \quad (\text{IX.39})$$

în care:  $v$  este viteza de curgere, cm/s;

$K_f$  — coeficientul de filtrare, cm/s

$C$  — coeficientul empiric, legat de rugozitatea canalelor (fisurilor);

$R$  — Raza hidraulică =  $\frac{\text{secțiunea de curgere}}{\text{perimetrul ud}};$

$I$  — gradientul hidraulic.

Considerind  $K_f \cdot C \cdot \sqrt{R} = K_t$  (coeficientul de curgere turbulentă a apei, corespunzând coeficientului de permeabilitate), relația devine:

$$v = K_t \cdot \sqrt{I} = K_t \cdot I^{1/2} \quad (\text{IX.40})$$

Din formulele de mai sus rezultă că viteza de curgere turbulentă care are loc prin rocile cu pori mari, fisuri și goluri carstice, este proporțională cu rădăcina pătrată din gradientul hidraulic.

#### 2.4.3. CURGEREA ÎN REGIM DE TRANZIȚIE (MIXT)

Curgerea mixtă are loc în rocile cu variații granulometrice deosebite, ceea ce determină pe intervale scurte un regim mixt, laminar-turbulent. Viteza de curgere poate fi calculată cu formula propusă de O. S m r e k e r, după care:

$$v = K_m \cdot I^{1/m} \quad [\text{m/s}] \quad (\text{IX.41})$$

Parametrul  $m$  depinde de permeabilitatea rocilor și are valori cuprinse între 1 și 2, pentru rocile permeabile prin porozitate și 1,75 — 2, pentru rocile permeabile prin fisuri.

### 3. CLASIFICAREA HIDROGEOLOGICĂ A ZĂCĂMINTELOR ȘI TIPIZAREA CONDIȚIILOR HIDROGEOLOGICE

#### 3.1. CLASIFICAREA HIDROGEOLOGICĂ A ZĂCĂMINTELOR

Clasificarea zăcămintelor de substanțe minerale utile după condițiile hidrogeologice are o mare importanță practică, deoarece în multe cazuri valorificarea unui zăcămintă poate depinde, în mare măsură, și de factorii hidrogeologici.

Cele mai multe clasificări iau în considerare gradul de inundare a zăcămintului, care este caracterizat prin: poziția zăcămintului față de baza locală de eroziune; prezența sau



absența în apropierea zăcămintului a surselor acvifere superficiale; compoziția litologică a rocilor din limitele zăcămintului; acviferitatea rocilor; gradul și intensitatea tectonizării zăcămintului etc.

La clasificarea zăcămintelor după mărimea afluxului trebuie să se țină seama și de importanța economică a substanței minerale utile. Pentru aprecierea afluxului de apă este recomandabil să se folosească *coeficientul afluxului de apă*. Acesta reprezintă raportul dintre cantitatea de apă evacuată și producția de util extrasă în aceeași perioadă, adică volumul de apă evacuat pe tona de util ( $K_a$ ).

După coeficientul afluxului de apă, zăcămintele de cărbuni se pot împărți în:

- zăcămintele slab inundate, sau practic fără apă, la care  $K_a < 3 \text{ m}^3/\text{t}$ ;
- zăcămintele cu inundare medie,  $K_a = 3 - 8 \text{ m}^3/\text{t}$ ;
- zăcămintele cu inundare mare,  $K_a = 8 - 20 \text{ m}^3/\text{t}$ ;
- zăcămintele puternic inundate,  $K_a > 20 \text{ m}^3/\text{t}$ .

Pentru condițiile zăcămintelor de lignit din țara noastră, unde apar cele mai mari probleme legate de acviferitatea rocilor, se poate da o clasificare, care să ia în considerare coeficientul afluxului de apă, caracterul rocii înconjurătoare și al manifestării fenomenelor geo-miniere (tabelul IX.1).

### 3.2. TIPIZAREA CONDIȚIILOR HIDROGEOLOGICE

În problemele de hidrogeologie minieră, pentru aplicarea metodelor de calcul este necesară schematizarea corectă a situației hidrogeologice, astfel încât rezolvarea problemelor să se facă cu respectarea cit mai exactă a condițiilor naturale.

Factorii principali care determină comportarea unui orizont acvifer sînt:

- compoziția litologică, condițiile de zăcămint și permeabilitatea rocii acvifere și a celor înconjurătoare;
- caracteristicile geometrice ale orizontului acvifer, adică aria de răspîndire, grosimea, înclinarea și forma limitelor exterioare, definite în plan și în secțiuni verticale;
- condițiile de alimentare (infiltrarea din precipitațiile atmosferice, din orizonturile acvifere vecine prin stratele slab permeabile, sau din sistemul hidrografic) și condițiile de descărcare naturală prin orizonturile acvifere învecinate sau prin sistemul hidrografic. Condițiile de alimentare și descărcare depind de stratigrafia și structura geologică a zăcămintului.

La un orizont acvifer se deosebesc două tipuri de limite:

- *inferioară* și *superioară* reprezentate de culcușul și acoperișul orizontului acvifer care sînt considerate de obicei suprafețe orizontale. La orizonturile acvifere cu nivel liber, acoperișul este dat de suprafața de depresiune;
- *laterale*, la limita în plan a acviferului, reprezentate prin limita de efilare a acviferului, linii de falie sau linii de contact cu suprafața (limită de alimentare din precipitații) sau cu o sursă de apă (riu, mare, alt acvifer), în care caz aceasta este o limită de alimentare sau descărcare, în funcție de condițiile structurale. În cazul orizonturilor acvifere cu întindere mare, aceste limite nu intră în ecuațiile de calcul.

În schemele de calcul, orizonturile acvifere pot fi tipizate în secțiune verticală după caracterul alimentării dat de natura culcușului și acoperișului, lor. Aceste limite (culcușul și acoperișul) determină *modulul de alimentare*,  $W$ , care reprezintă debitul de apă pe uni-

Tabelul IX.1

Clasificarea zăcămintelor după coeficientul afluxului de apă și tipul rocilor înconjurătoare

Clasa	Condiții hidrogeologice	Poziția zăcămintului față de baza locală de eroziune	Coeficientul afluxului de apă, $K_a$ , $\text{m}^3/\text{t}$	Caracterizarea rocilor înconjurătoare și a manifestării fenomenelor geominiere
I	Simple	Deasupra și sub baza locală de eroziune	Sub 3	Roci argiloase hidrofile și argilo-nisipoase stabile și fără afluență de apă datorită drenării libere. Condițiile hidrogeologice nu provoacă greutăți în stabilitatea taluzurilor și a lucrărilor miniere.
II	Medii	Deasupra și sub baza locală de eroziune	3—8	Deasupra bazei locale de eroziune apar lentile acvifere de nisip cantonate în roci impermeabile și fără posibilitate de alimentare cu apă. În culcuș apar orizonturi acvifere captive cu nivel liber ce pot provoca umflarea rocilor argiloase. Sînt necesare unele măsuri de asecare a formațiunilor acvifere.
III	Grele	Sub baza locală de eroziune	8—20	În acoperiș se găsesc nisipuri acvifere cu grosimi de 10—15 m, sau complexe de roci cu structură complicată și afluențe de apă. În culcuș se găsesc orizonturi acvifere captive cu ape ascensionale ce provoacă presiuni hidrostatice. Pentru asigurarea stabilității lucrărilor miniere și pentru prevenirea afluențelor mari de apă sînt necesare lucrări de asecare.
IV	Foarte	Sub baza locală de eroziune	Peste 20	În acoperiș și culcuș apar complexe acvifere cu ape sub presiune care provoacă presiuni hidrostatice mari, cantonate în roci argiloase ce au tendință de umflare în conturul lucrărilor miniere sau de alunecare în conturul treptelor de extragere. Sînt necesare măsuri pentru reducerea presiunii și măsuri sistematice de asecare pentru asigurarea stabilității taluzurilor în exploatarea la zi și pentru evitarea inundării fronturilor de lucru, precum și instalații cu debite adecvate de evacuare a apelor în toate fazele de lucrări.



tatea de suprafață sau grosimea stratului de apă infiltrat în unitatea de timp. În funcție de condițiile de alimentare în secțiune și de valoarea modului de alimentare, F. M. B o c e v e r deosebește 4 tipuri principale de orizonturi acvifere (fig. IX. 18).

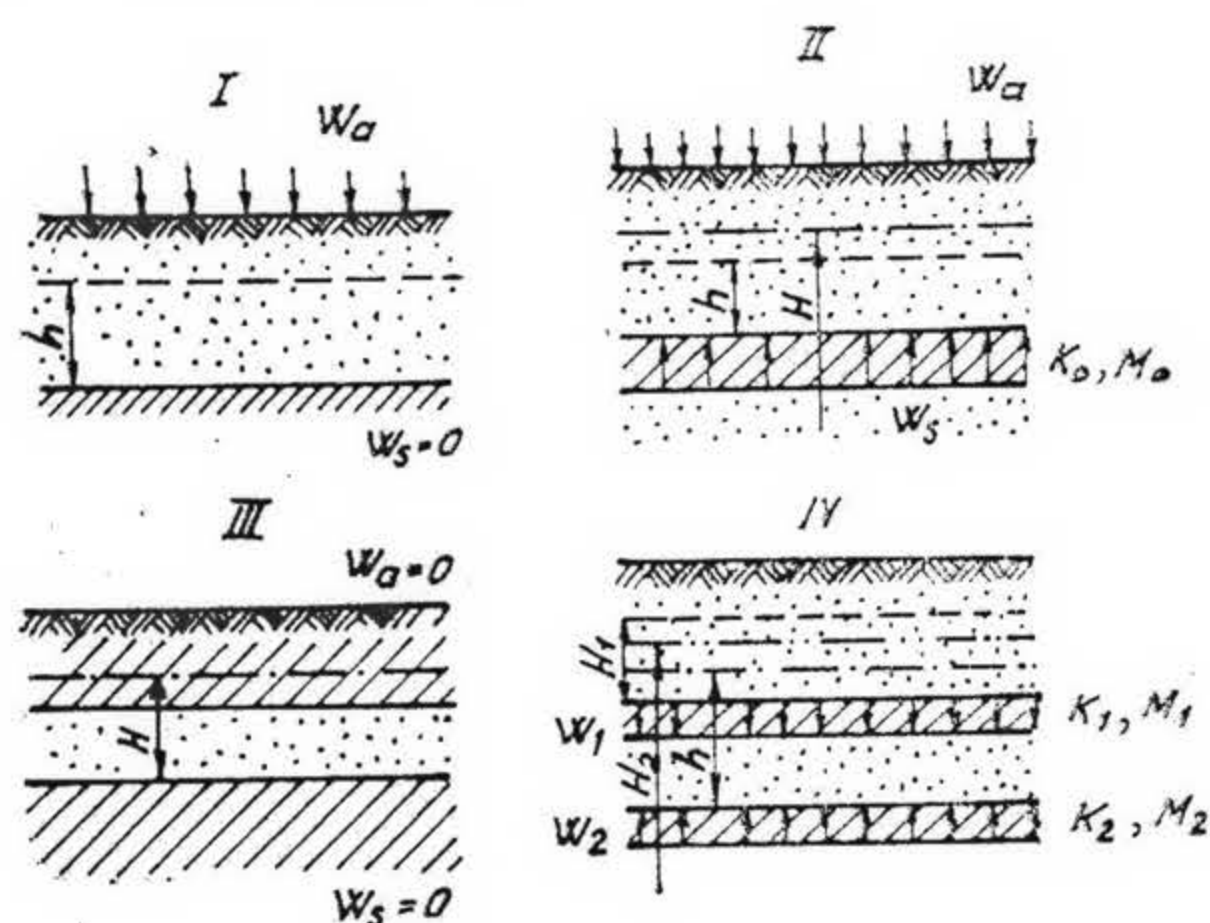


Fig. IX.18. Tipuri de orizonturi acvifere în funcție de condițiile de alimentare:

I — acvifer freatic cu alimentare din precipitații; II — acvifer freatic alimentat din precipitații și prin drenanță din culcuș; III — acvifer sub presiune fără alimentare din acoperiș sau culcuș; IV — acvifer sub presiune alimentat prin drenanță din acoperiș și culcuș.

— *Tipul I* cuprinde orizonturi acvifere cu nivel liber care se alimentează pe toată suprafața de răspîndire cu o parte din precipitațiile atmosferice, infiltrate de la suprafața terestră. Modulul de alimentare atmosferică ( $W_a$ ) este

$$W_a = \varphi \cdot w \quad (IX.42)$$

unde:  $\varphi$  este coeficientul de infiltrare a precipitațiilor, a cărui valoare poate fi determinată din bilanțul hidrologic;

$w$  — cantitatea de precipitații, mm  $H_2O$  sau  $l/m^2$ .

— *Tipul II* se referă la orizonturi acvifere care se alimentează atât din precipitații cât și din orizonturi acvifere inferioare, sub presiune, pe calea filtrării prin stratele slab permeabile, care le despart. În acest caz modulul de alimentare este:

$$W = W_a + W_s \quad (IX.43)$$

iar modulul alimentării subterane ( $W_s$ ) este egal cu:

$$W_s = \frac{k_0(H-h)}{M_0} \quad (IX.44)$$

unde:  $k_0$  și  $M_0$  reprezintă coeficientul de filtrare și grosimea stratului slab permeabil care formează culcușul orizontului acvifer;

$H-h$  — diferența dintre cotele nivelelor piezometrice.

— *Tipul III* cuprinde orizonturile acvifere sub presiune, izolate de atmosferă și de celelalte orizonturi acvifere învecinate, prin complexe impermeabile. Sursa de alimentare o constituie infiltrarea apelor de precipitație pe zonele de afloriment care, în raport cu aria de răspîndire a orizontului acvifer, poate fi considerată practic nulă.

— *Tipul IV* se referă la orizonturile acvifere sub presiune izolate de atmosferă, dar cu alimentare din orizonturile acvifere inferioare și superioare, prin stratele slab permeabile. Modulul de alimentare,  $W$ , va fi:

$$W = W_1 + W_2 \quad (IX.45)$$

n care:

$$W_1 = \frac{k_1(H_1-h)}{M_1} \quad (IX.46)$$

$$W_2 = \frac{k_2(H_2-h)}{M_2} \quad (IX.47)$$

Orizonturile acvifere de acest tip formează sisteme importante și sînt legate de structurile hidrogeologice cutate.

Din punct de vedere minier, orizonturile acvifere de tipul I și II, care sînt raportate mai ales la depozitele de terasă și luncă, provoacă greutăți în exploatarea la zi.

Orizonturile acvifere de tipul III se caracterizează prin resurse statice mari și resurse dinamice mici.

Orizonturile acvifere de tipul IV se caracterizează prin valori mari ale resurselor statice, dinamice și elastice.

În schematizarea condițiilor de alimentare pot apare și alte cazuri, care depind în primul rînd de particularitățile structurii geologice.

Pentru alegerea schemei de calcul este necesar ca pe lîngă factorii care determină limitele și condițiile inițiale de alimentare, să se ia în considerare și amplasamentul lucrărilor de drenaj în raport cu caracteristicile geometrice ale orizontului acvifer.

În funcție de poziția lucrărilor de drenaj față de limitele exterioare ale orizontului acvifer în plan, se pot întîlni următoarele cazuri tipice:

— lucrările de drenaj sînt situate la mare depărtare de limitele acviferului;

— lucrările de drenaj se găsesc în apropierea unei limite și la distanțe mari de celelalte;

— lucrările de drenaj se găsesc sub influența limitelor exterioare, datorită dimensiunilor reduse ale orizontului acvifer.

Ținînd seama de factorii enumerați mai sus, se pot defini cinci tipuri principale de scheme de calcul (fig. IX. 19):

— *Orizont acvifer cu dimensiuni foarte mari (orizont „infiniit“)* (fig. IX. 19.1) este considerat în cazul cînd lucrările de drenaj se găsesc la distanță foarte mare de cea mai apropiată limită exterioară.

— *Orizont acvifer „semiinfiniit“* (fig. IX. 19.2), în cazul cînd lucrările de drenaj este în apropierea unui contur rectiliniu. Aici pot apărea două situații:

a) conturul poate fi permeabil (de alimentare sau de descărcare) cu presiunea  $H = \text{const.}$ ;

b) conturul poate fi impermeabil, debitul constant ( $q = \text{const.}$ ) sau impermeabil cînd debitul este nul ( $q = 0$ ).

Cazul tipic în această situație îl reprezintă lucrările de drenaj așezate în apropierea surselor de alimentare superficială (văi, lacuri etc.).



— Orizont acvifer „semilnchis” (fig. IX. 19.3), cînd lucrările de drenaj sînt în apropierea a două contururi rectilinii, care se intersectează aproximativ sub un unghi drept. În acest caz se definesc trei situații:

a) pe ambele contururi (de alimentare sau descărcare) presiunea este constantă ( $H = \text{const.}$ );

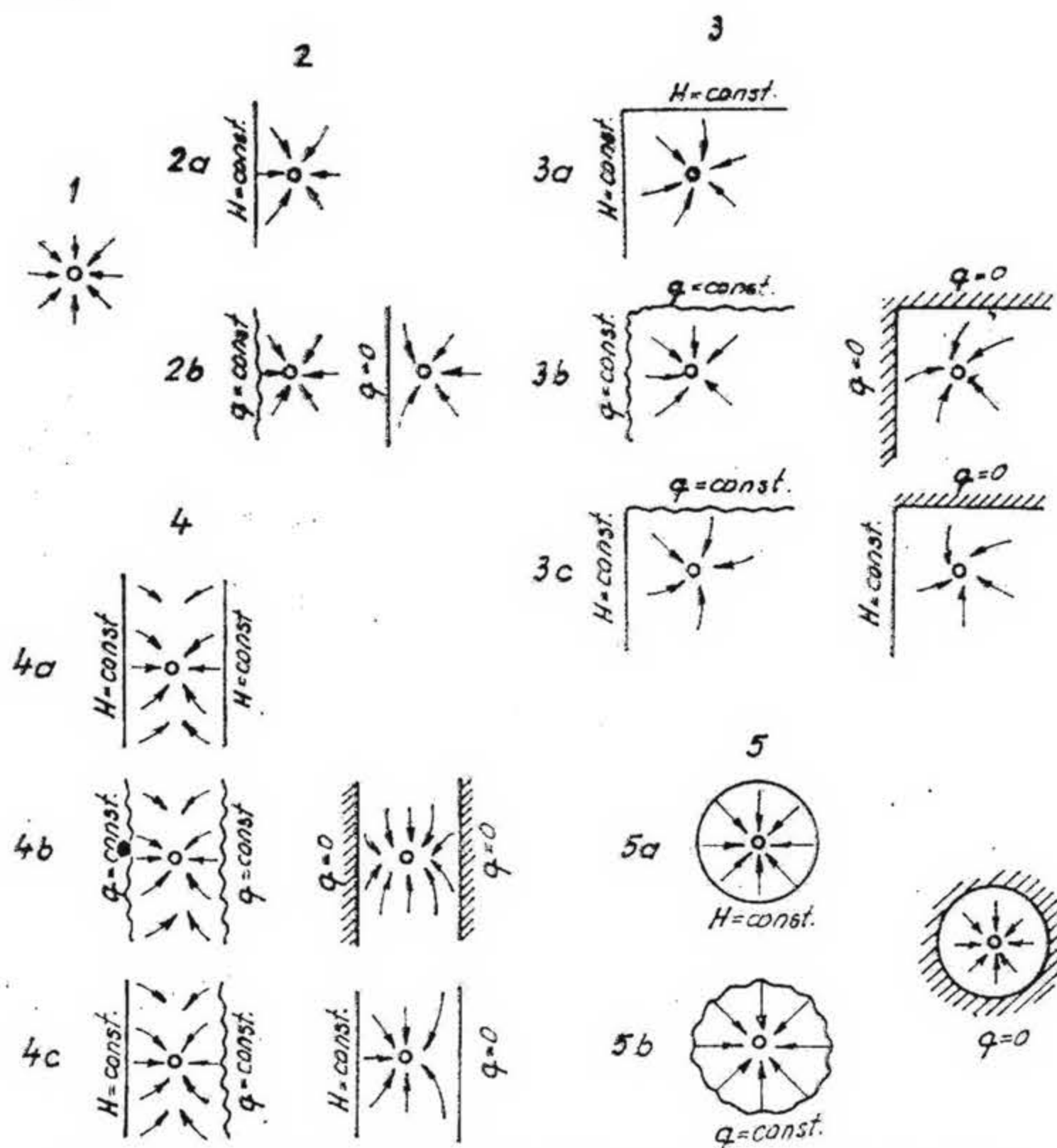


Fig. IX.19. Schematizarea în plan a condițiilor de margine.

b) pe ambele contururi, debitul este constant ( $q = \text{const.}$ ), sau în cazul particular al conturului impermeabil, debitul este nul ( $q = 0$ );

c) pe un contur presiunea rămîne constantă ( $H = \text{const.}$ ), iar pe celălalt debitul este constant ( $q = \text{const.}$ ) sau nul ( $q = 0$ ).

Astfel de cazuri se întîlnesc în orizonturile acvifere din depozitele aluvionare, în structurile geologice faliate, în masivele fisurate, în depozitele cu mari variații de facies etc.

— Orizont acvifer „liniar” (fig. IX. 19.4), limitat de două contururi rectilinii paralele. Are lățimea foarte mică în raport cu lungimea, care este considerată infinită. În funcție de caracteristicile hidrogeologice se pot întîlni următoarele situații:

a) pe ambele contururi  $H = \text{const.}$ ;

b) pe ambele contururi  $q = \text{const.}$  sau, în cazul cînd sînt impermeabile,  $q = 0$ ;

c) pe un contur  $H = \text{const.}$ , iar pe celălalt  $q = 0$ .

Orizonturi de acest tip se întîlnesc în șesurile aluvionare ale râurilor, care au în general lățimi reduse față de lungime.

— Orizont acvifer „închis” (fig. IX. 19.5), cu dimensiuni limitate și contururi regulate ca formă geometrică, dar care în schemă pot fi asimilate cu un contur circular. Și aici pot apărea două situații:

a) pe întreg contur  $H = \text{const.}$ ;

b) debitul de alimentare pe contur este constant ( $q = \text{const.}$ ) sau conturul este impermeabil ( $q = 0$ ).

Evident, în natură pot apărea și situații mai complicate, care nu se pot încadra în schemele de mai sus. La tipizarea lor trebuie să se țină seama de întregul complex de factori naturali, sarcina hidrogeologului fiind de a aprecia cantitativ acțiunea acestor factori și de a alege cea mai corespunzătoare schemă de calcul.

Pentru alegerea unei scheme corespunzătoare situației naturale, este necesar ca cercetările să nu fie limitate numai la cunoașterea condițiilor hidrogeologice locale, ci ele trebuie să fie astfel organizate încît să asigure cunoașterea întregului sistem acvifer, inclusiv raporturile lui cu formațiunile înconjurătoare.

#### 4. ASECARA FORMAȚIUNILOR ACVIFERE

Prin *asecarea formațiunilor acvifere* se înțelege operația de drenare și evacuare a apelor¹⁾ din interiorul formațiunilor de roci sterile și substanțe minerale utile, în vederea săpării lucrărilor miniere și exploatării zăcămintelor în condiții normale de lucru și de securitate a muncii și a utilajului folosit.

Măsurile de asecare se concretizează prin metode, scheme și tipuri de asecare.

Metodele de asecare se pot defini în raport cu amplasamentul lucrărilor de drenaj și cu etapa de execuție a acestora. Din acest punct de vedere se deosebesc: asecare preliminară, asecare paralelă și asecare combinată.

Schemele de asecare sînt definite de sistemele de amplasare a lucrărilor de drenaj, care funcționează în interferență. Astfel sînt sistemele liniare, conturale și sisteme de suprafață.

Tipurile de asecare sînt definite de caracterul forțelor care determină deplasarea apei către lucrările de drenaj. Se deosebesc: asecare gravitațională (cînd apa curge prin cădere liberă), asecare prin vacuum (presiunea de vacuum acționează în interiorul lucrării de drenaj), asecare cu suprapresiune (forța de împingere acționează din exteriorul lucrării de drenaj) și asecare electroosmotică.

Alegerea metodei, schemei și tipului de asecare se face în funcție de condițiile geologice și hidrogeologice ale zăcămintului și de dezvoltarea în timp a lucrărilor miniere.

¹⁾ Este vorba de apa gravitațională și parțial de cea capilară din masa de roci. În cazul sistemelor acvifere cu resurse dinamice importante se produce numai o reducere a presiunii piezometrice (detensiune) temporară, în zona de drenaj, nivelul hidrostatic refăcîndu-se relativ repede, după încetarea drenajului. Dacă drenajul este intens, nivelul dinamic atinge acoperișul sistemului acvifer sub presiune și începe asecarea propriu-zisă.



## 4.1. METODE DE ASECARE

### 4.1.1 ASECAREA PRELIMINARĂ

Asecarea preliminară se aplică la zăcămintele cu condiții hidrogeologice complexe, cu prioritate la cariere, și se realizează prin măsuri hidrotehnice (lucrări de protecție împotriva apelor superficiale și de adâncime), drenaje verticale de adâncime sau de mică adâncime și foraje absorbante, care se execută înaintea începerii lucrărilor de deschidere.

**Măsuri hidrotehnice.** Aceste măsuri se referă la protecția împotriva apelor superficiale și a celor subterane.

**Protecția împotriva apelor superficiale.** Măsurile de protecție a cîmpurilor miniere împotriva apelor de suprafață și curgătoare constau din realizarea unor șanțuri de drenare, a unor îndigui și din devierea rîurilor sau rectificarea albiilor acestora.

Alegerea măsurilor corespunzătoare depinde de situațiile concrete întâlnite în practică.

Cînd cîmpul minier este situat într-o luncă inundabilă (fig. IX. 20) protecția poate fi asigurată prin realizarea unui dig în jurul carierei sau pe un anumit număr de laturi ale acestuia. Înălțimea digurilor trebuie să depășească nivelul maxim al viiturilor.

Cînd cîmpul minier este traversat de un rîu (fig. IX. 21), este necesară devierea rîului în afara acestuia. Acest lucru se realizează cu ajutorul unui baraj de deviație, care are rolul de a dirija întregul debit pe un canal de derivație,

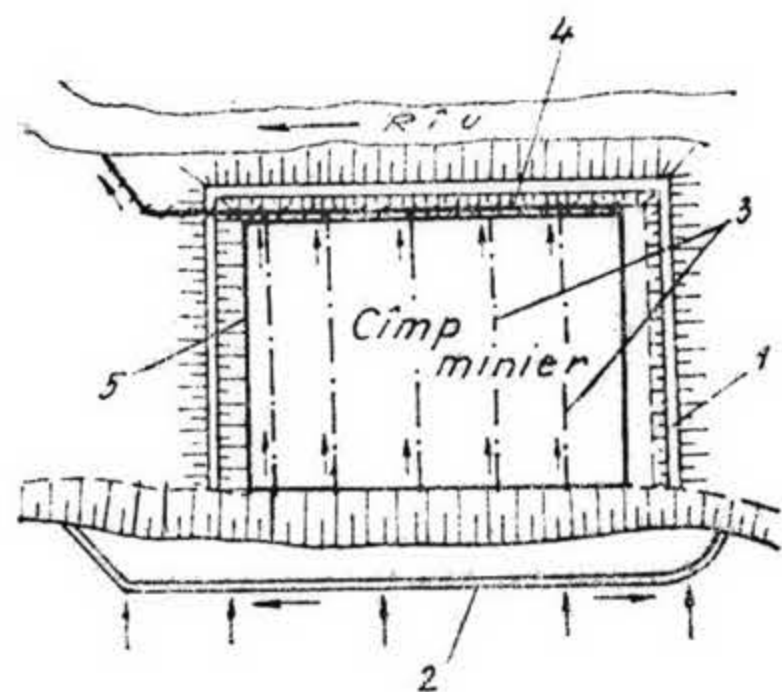


Fig. IX.20. Îndiguierea cîmpului minier:

1 — dig; 2 — șanț de gardă; 3 — șanțuri de colectare a apei de pe suprafața cîmpului minier; 4 — canal de evacuare; 5 — limita cîmpului minier.

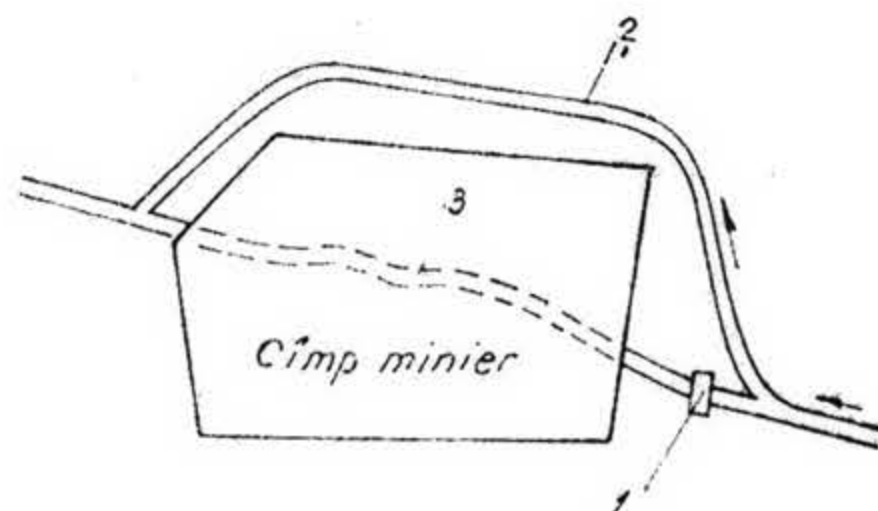


Fig. IX.21. Devierea unui rîu din limitele cîmpului minier:

1 — baraj; 2 — canal de derivație; 3 — vechea albie.

În situația în care cîmpul minier este traversat de o vale cu un curs sinuos (fig. IX. 22) și exploatarea zăcămintului se va face prin lucrări miniere subterane, se impune lăsarea unui pilier de siguranță de lățime mare. Prin rectificarea meandrelor se creează un traseu liniar al rîului și se realizează posibilitatea reducerii apreciabile a lățimii pilierului de siguranță.

În mult cazuri cîmpurile miniere și în special cele ale carierelor sînt așezate la baza versanților și, ca urmare, pe aceasta se acumulează ape de șiroire. În astfel de situații se recomandă executarea șanțurilor de gardă care interceptează apele de șiroire de pe versanți și le dirijează în afara cîmpurilor de exploatare.

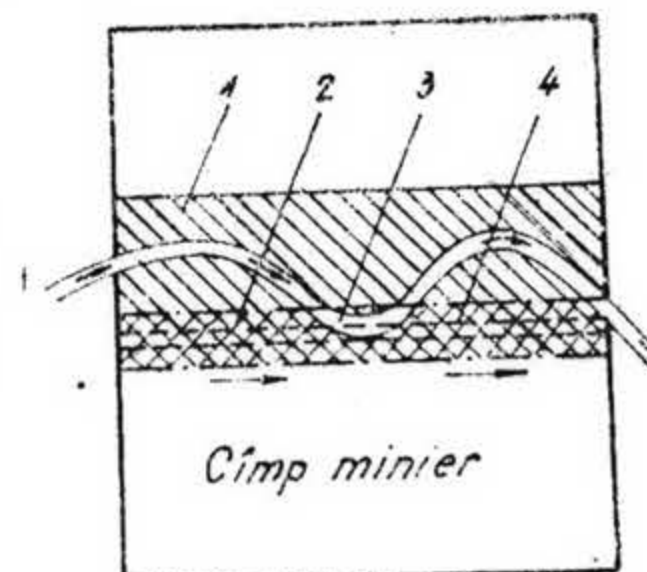


Fig. IX.22. Rectificarea albiei unui rîu ce străbate un cîmp minier:

1 — suprafața pilierului în cazul albiei neregulate;  
2 — suprafața pilierului după rectificarea albiei;  
3 — albie veche; 4 — albie nouă.

Traseul șanțului de gardă sau de apărare se alege astfel încît să aibă o pantă uniformă, să fie rectiliniu, să protejeze întregul cîmp minier și să deașeze în cea mai apropiată vale, situată dincolo de limitele cîmpului de exploatare (fig. IX. 23).

**Protecția împotriva apelor subterane.** Pentru protecția cîmpurilor miniere împotriva curenților subterani de apă și pentru evitarea fenomenului de dezechilibru hidrodinamic

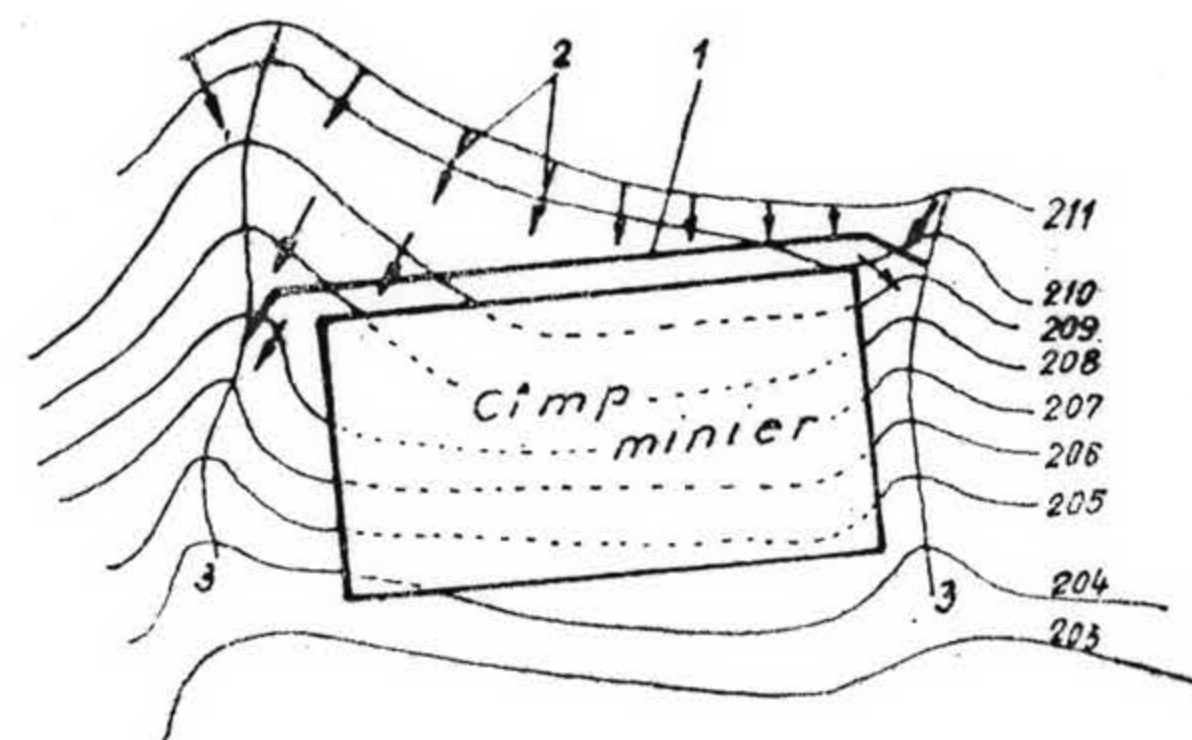


Fig. IX.23. Protecția cîmpurilor carierelor de apele de șiroire:

1 — șanț de gardă; 2 — direcția de curgere a apelor de șiroire;  
3 — vale de deașzare.

regional prin asecarea intensă a unor cîmpuri miniere și în special de cariere, în ultimii ani se practică din ce în ce mai des, atît în țara noastră cit și în străinătate (U.R.S.S., Italia, Franța, S.U.A., R.F.G., Ungaria) protecția cîmpurilor miniere prin realizarea unor ecrane impermeabile amplasate pe conturul acestora și pînă la roca impermeabilă din culcușul orizontului acvifer.

Ecranele impermeabile se realizează fie prin săparea unor tranșee înguste, dar de mare adâncime, care se umplu cu rocă impermeabilă, fie prin realizarea unor găuri de sondă și injectarea în masiv a unor soluții care duc la impermeabilizarea masivului pe o anumită grosime, fie prin congelarea masivului pe o anumită grosime.



**Drenajul vertical de adâncime.** Pentru asecarea orizonturilor acvifere groase, așezate la adâncimi mari față de suprafață și cu coeficienți de filtrare mai mari de 3,0 m/zi, se folosește un sistem de foraje în interferență, care prin realizarea unei zone de depresiune asigură condiții tehnico-miniere favorabile pentru săparea și avansarea lucrărilor. Forajele de mare diametru și adâncime se amplasează în zonele de cote minime ale orizontului acvifer, precum și în zonele cu fisurabilitate și carsticitate ridicate.

Forajele de mare diametru și adâncime funcționează în condiții foarte bune atât în roci acvifere stabile cit și în cazul asecării nisipurilor. În acest din urmă caz, trebuie însă acordată o atenție deosebită tipului constructiv de filtru pentru a se evita antrenarea unor cantități mari de nisip fin, care provoacă greutăți în funcționarea pompelor și duc la apariția unor goluri subterane mari.

**Drenajul de mică adâncime.** Prin drenuri de mică adâncime se înțeleg toate tipurile de drenuri, orizontale sau verticale, executate de la suprafață sau din subteran, a căror influență nu depășește însă 15—20 m de la nivelul terenului sau a lucrării miniere.

Drenajul de mică adâncime constă cel mai adesea din drenuri orizontale de suprafață și sisteme liniare de puțuri.

Drenajul orizontal de suprafață nu se poate folosi decât pe limitele carierei, ca un drenaj de contur; amplasarea lui pe treptele de lucru nefiind posibilă din cauză că îngreuiază buna funcționare a excavatoarelor și a utilajelor de transport.

Lucrările orizontale de drenaj se execută cu o pantă care asigură dirijarea apei spre puțurile colectoare, din care apoi este evacuată, cu ajutorul pompelor, în afara perimetrului carierei.

Dacă suprafața carierei este mare și tranșeele de drenaj nu sînt suficiente, ele se completează cu puțuri de drenaj.

**Forajele absorbante.** Forajele absorbante se folosesc în cazul cînd orizontul acvifer din partea superioară a zăcămintului poate fi drenat prin intermediul forajelor, într-un strat permeabil uscat sau cu apă la o presiune sau cotă a nivelului mult mai joasă decît presiunea sau nivelul apei din orizontul superior.

Pentru ca drenajul orizontului superior să se facă în bune condițiuni, trebuie ca nivelul piezometric al orizontului absorbant să fie cu cîțiva metri mai jos decît vatra lucrărilor miniere, cele două orizonturi să fie separate prin roci impermeabile, pentru ca între ele să nu existe legătură hidraulică și permeabilitatea orizontului inferior să fie mai mare decît permeabilitatea orizontului acvifer superior.

Cele mai favorabile condiții pentru folosirea pe scară largă a găurilor de sondă de absorbție sînt atunci cînd sub orizonturile acvifere și stratele de substanță minerală utilă se găsesc formațiuni de calcare carstice.

La construcția găurilor de sondă de absorbție care au un diametru de minimum 100 mm se aplică aceleași metode de forare, instalații de lucru și filtre, ca și pentru forajele de mare diametru dotate cu pompe submersibile.

În condiții favorabile, metoda este foarte economică, deoarece nu mai necesită instalații de pompare și înlocuiește cu succes forajele de mare diametru și adâncime.

#### 4.1.2. ASECAREA PARALELĂ

Asecarea paralelă este de cele mai multe ori o continuare a asecării preliminare. Aceasta se execută concomitent cu executarea lucrărilor miniere și are drept scop asecarea completă a orizonturilor acvifere din acoperiș, reducerea presiunii apelor din vatra lucrărilor miniere și asecarea treptelor carierelor.

Asecarea paralelă se realizează de cele mai multe ori prin lucrări miniere subterane prevăzute cu filtre penetrante, foraje de mare diametru și foraje orizontale executate în taluzele de lucru ale carierelor. De asemenea, uneori în exploatarea la zi pe treptele de exploatare se folosesc și filtre aciculare pentru epuizarea apelor remanente din anumite zone izolate ale treptelor carierei. Utilizarea filtrelor aciculare ca instalație de asecare permanentă nu este rațională, deoarece aglomerează treptele de exploatare și complică operațiile de extragere și transport.

În cazul culcușului argilos subțire urmat de nisipuri cu apă avînd caracter artezian, este neapărat necesară reducerea presiunii hidrostatice prin filtre penetrante și foraje de drenaj sau dimensionarea elementelor vetrei și treptelor carierei în așa fel ca să se poată evita ruștile sau erupțiile din culcuș.

#### 4.1.3. ASECAREA COMBINATĂ

Zăcămintele cu condiții hidrogeologice complicate impun o combinație rațională de instalații de asecare, raportate, atât la asecarea preliminară cit și la cea paralelă și executate într-o succesiune care să asigure eficacitatea lor maximă.

De asemenea, asecarea combinată se aplică și în cazul cînd este necesară o accelerare a procesului de asecare, cerută de o viteză mare de săpare a lucrărilor miniere, sau cînd caracteristicile mijloacelor tehnice, de care se dispune, nu sînt suficiente pentru condițiile date. În astfel de situații se realizează o combinație de mai multe sisteme care lucrează consecutiv sau simultan, completîndu-se unele pe altele.

În carierele din România, asecarea combinată se realizează prin folosirea forajelor de mare diametru echipate cu pompe submersibile, simultan cu tranșeele de asecare, foraje fără filtru cu debitare arteziană sau cu erupție liberă, drenaje de taluz etc.

În cazul exploatărilor miniere subterane, asecarea combinată se realizează prin foraje de mare diametru dotate cu pompe submersibile, lucrări miniere subterane și foraje cu filtre de cădere și lucrări miniere subterane prevăzute cu filtre penetrante.

#### 4.2. SCHEME DE ASECARE

Schemele de asecare sînt definite de sistemele de amplasare a lucrărilor de drenaj, care funcționează în interferență. Astfel, sînt sisteme liniare, conturale sau de suprafață.

Principalele condiții care se iau în considerație la stabilirea schemei de asecare sînt următoarele:

- capacitatea instalațiilor de drenaj trebuie să depășească afluxul dinamic al orizonturilor acvifere, în limitele zonei supuse asecării;
- forajele de asecare vor fi plasate la distanțe minime de lucrările miniere, în vederea asigurării unei reduceri maxime a presiunii hidrostatice pe aceste lucrări;
- eșalonarea lucrărilor de asecare se va face numai din strînsă legătură cu cea a lucrărilor miniere;
- instalațiile de drenaj trebuie să permită o funcționare continuă, deoarece numai astfel se realizează o eficacitate optimă a acestora.



Alegerea schemei de asecare este determinată de condițiile geologice, tectonice și hidrogeologice ale zăcămintului, de sistemul de exploatare aplicat (subteran sau la zi), de planul calendaristic de execuție al lucrărilor miniere și de prezența sau posibilitatea procurării mijloacelor tehnice pentru asecare.

Alegerea finală a schemei de asecare, care va fi materializată pe teren, se face în baza comparării tehnico-economice a citorva variante posibile de aplicat.

În cariere, orizonturile acvifere din acoperișul zăcămintului trebuie drenate complet, aceasta spre deosebire de exploatarea în subteran unde în anumite situații, în funcție de factorii geologominieri (ecrane protectoare groase, înclinare redusă a zăcămintului), asecarea se poate reduce la o detensionare parțială a sistemului acvifer. De asemenea, în vatra carierei, datorită dimensiunilor mari în suprafață ale acesteia, reducerea presiunii orizonturilor acvifere trebuie să fie mult mai mare.

În cazul structurilor cutate, pentru reducerea volumului lucrărilor de asecare, la amplasarea instalațiilor de drenaj trebuie să se țină seama de hipsometria patului impermeabil. Efectul maxim se realizează prin amplasarea instalației de drenaj, în zonele cele mai joase ale orizontului acvifer.

#### 4.2.1. SCHEME DE ASECARE PENTRU EXPLOATĂRILE SUBTERANE

Schema de asecare a unei exploatări miniere subterane este funcție directă de proiectul de dezvoltare a lucrărilor miniere, întrucât fiecare tip de lucrare impune anumite condiții de asecare. Este necesar, peste tot, realizarea unei bune corelații între viteza de asecare și viteza de înaintare a lucrărilor miniere.

**Asecarea zonei rampei puțului.** Apariția erupțiilor de apă sau de apă și nisipuri în rampa puțului poate periclita stabilitatea puțului și a construcțiilor de la suprafață. Asecarea preliminară a acestei zone se impune și se poate face prin foraje de mare diametru și adâncime, dotate cu pompe submersibile sau prin foraje absorbante, dispuse pe conturul zonei, săpate de la suprafață.

Asecarea subterană se realizează prin sisteme liniare de filtre penetrante plasate în acoperiș, puțuri de drenaj, foraje de detensionare și filtre aciculare amplasate în culcuș.

**Asecarea lucrărilor orizontale și înclinate de deschidere (galerii de coastă, plane înclinate, galerii transversale și direcționale principale)** Asecarea preliminară a zonei în care vor fi executate aceste lucrări de deschidere se realizează, printr-un sistem liniar de foraje de drenaj amplasate pe traseul lucrării miniere. Pentru orizontul acvifer inferior, unde este necesară numai o reducere a presiunii, distanța dintre foraje este mai mare. Asecarea principală a orizontului acvifer superior este realizată de un număr mai mare de foraje amplasate pe aceeași linie. Forajele săpate pentru asecarea orizontului inferior pot funcționa și pentru drenarea orizontului superior în același timp (fig. IX. 24).

La adâncimi mari și la proprietăți filtrante nefavorabile se renunță la asecarea preliminară și se recurge numai la asecarea subterană cu filtre penetrante plantate la distanțe reduse, pe măsura avansării lucrărilor miniere.

**Asecarea panourilor, etajelor și subetajelor de exploatare.** Asecarea preliminară a acestor porțiuni de câmp minier se realizează de la suprafață, prin folosirea forajelor

de mare diametru sau a forajelor absorbante, care se îndesesc în zonele depresionare ale orizonturilor acvifere. La stratele cu înclinări mari, forajele de drenaj pot fi amplasate pe o singură linie, la partea inferioară a câmpului minier.

Asecarea paralelă se realizează din galeriile direcționale care delimitează panoul, etajul sau subetajul de exploatare. În condiții hidrogeologice grele, când distanța pe

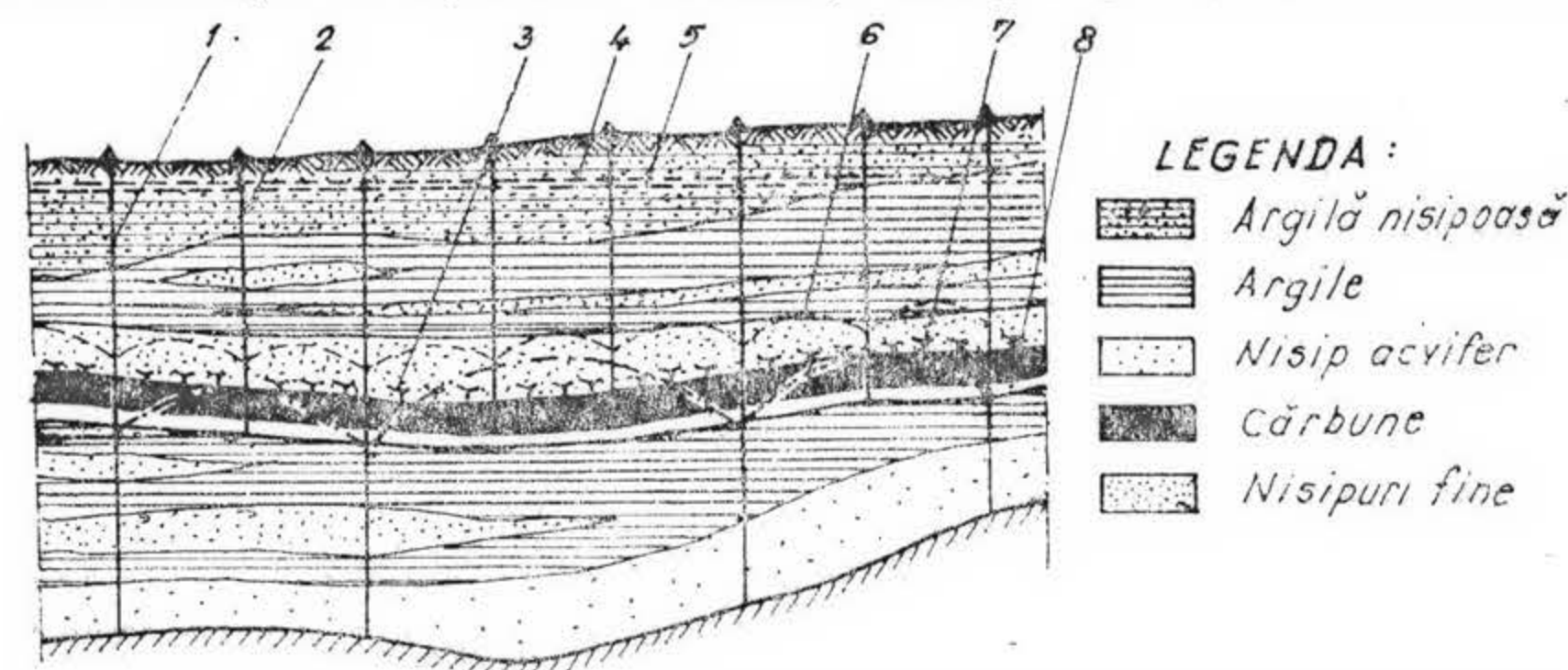


Fig. IX.24. Schema de asecare pe traseul unei galerii direcționale principale:

1 — foraj de drenaj pentru orizontul inferior; 2 — foraj de drenaj pentru orizontul superior; 3 — filtre penetrante în acoperiș; 4 — nivel hidrostatic al orizontului superior; 5 — nivel piezometric al orizontului inferior; 6 — nivel dinamic al orizontului superior; 7 — nivel dinamic în urma funcționării filtrelor penetrante; 8 — galerie de asecare.

orizontală între galeriile de orizont este mare, instalațiile de asecare se îndesesc și se execută chiar și din lucrările de pregătire ale porțiunilor de câmp minier (galerii intermediare, plane înclinate, suitori). Asecarea se face din aceste lucrări prin filtre penetrante, filtre de cădere, puțuri de drenaj, executate pe măsura înaintării frontului de lucru. Instalațiile de drenaj trebuie să aibă o funcționare continuă și de asemenea evacuarea apelor trebuie să se facă fără întrerupere. În acest fel zona de depresiune se va dezvolta înaintea frontului de lucru și se vor evita erupțiile de apă și nisipuri acvifere.

În cazul unor necesități reale de scurtare a duratei de asecare, acest lucru se poate realiza prin mărirea numărului instalațiilor de asecare și aplicării unor tipuri de asecare forțată (asecare prin vacuum, asecare cu aer comprimat etc.).

#### 4.2.2. SCHEME DE ASECARE PENTRU EXPLOATĂRILE MINIERE LA ZI

La exploatările miniere la zi se pot aplica sisteme de asecare de la suprafață, din lucrări miniere subterane și combinate.

În funcție de direcția curentului acvifer, de hipsometria patului impermeabil și de forma drenajului în plan, se definește drenajul frontal, de contur, sistematic și de mal.

**Drenajul frontal** se aplică în cazul curentilor plani de apă subterană cu răspindire limitată și pante piezometrice mari și uniforme a patului impermeabil, care sînt captați înainte de a pătrunde în câmpul carierei. De exemplu, o carieră cu descoperia formată din aluviuni necesită în primul rînd un drenaj frontal în amonte pentru interceptarea curentului acvifer (fig. IX. 25, a).



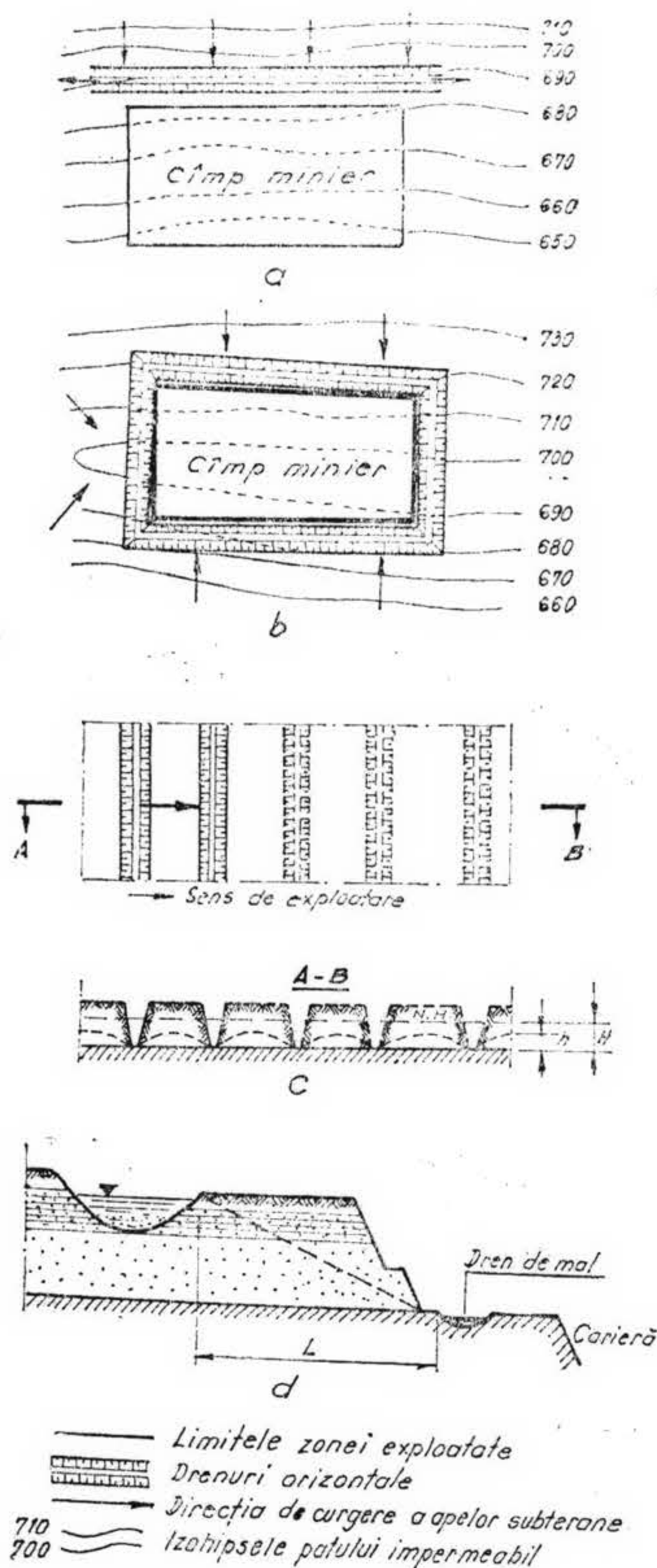


Fig. IX.25. Scheme de amplasare a drenajului orizontal.

Drenajul de contur se folosește în cazul cînd curentul este radial datorită morfologiei depresionare a patului impermeabil. În cazul carierelor mari, drenajul de contur se poate executa pe etape, în funcție de extinderea zonelor de exploatare. Sistemul se aplică atunci cînd este nevoie de o asecare cit mai completă a orizontului acvifer (fig. IX. 25, b).

Drenajul sistematic este constituit dintr-un sistem de drenuri verticale sau orizontale amplasate mai mult sau mai puțin uniform pe zona sau pe cîmpul minier. Are ca scop reducerea presiunii sau asecarea apelor subterane în întreaga zonă sau în întregul cîmp minier. Drenajul sistematic se folosește în cazul existenței unui bazin de ape freatice sau în zonele de cumpănă, unde are loc o infiltrare intensă a precipitațiilor (fig. IX. 25, c).

Drenajul de mal are ca scop captarea apelor infiltrate din riu către lucrările miniere din apropiere.

În cazul cînd cariera se găsește în apropierea unui riu, drenul de mal este amenajat chiar la baza treptei de deschidere, în roca impermeabilă și are destinația de a capta infiltrațiile din riu (fig. IX. 25, d). Lățimea  $L$  a masivului dintre riu și taluzul carierei trebuie astfel aleasă încît să nu apară procesul de sufozie.

Drenajul orizontal prezintă față de cel vertical avantajul că se poate asigura o pantă corespunzătoare pentru scurgerea apelor, evitîndu-se folosirea instalațiilor de pompare. El necesită însă o execuție atentă, (pantă uniformă, taluzuri cu înălțime și pantă stabile, consolidarea secțiunii udete), pentru a se evita alunecarea taluzurilor și infiltrarea apelor în zăcămint.

În carierele cu descoperță mai groasă și ape subterane sub complexul productiv, asecarea se poate realiza prin drenaje verticale formate din sisteme liniare de foraje de mare diametru și foraje absorbante.

Pentru tranșeea de deschidere, asecarea se poate realiza cu o singură linie de foraje în cazul zăcămintelor înclinate sau cu două linii de foraje în cazul zăcămintelor orizontale (fig. IX. 26).

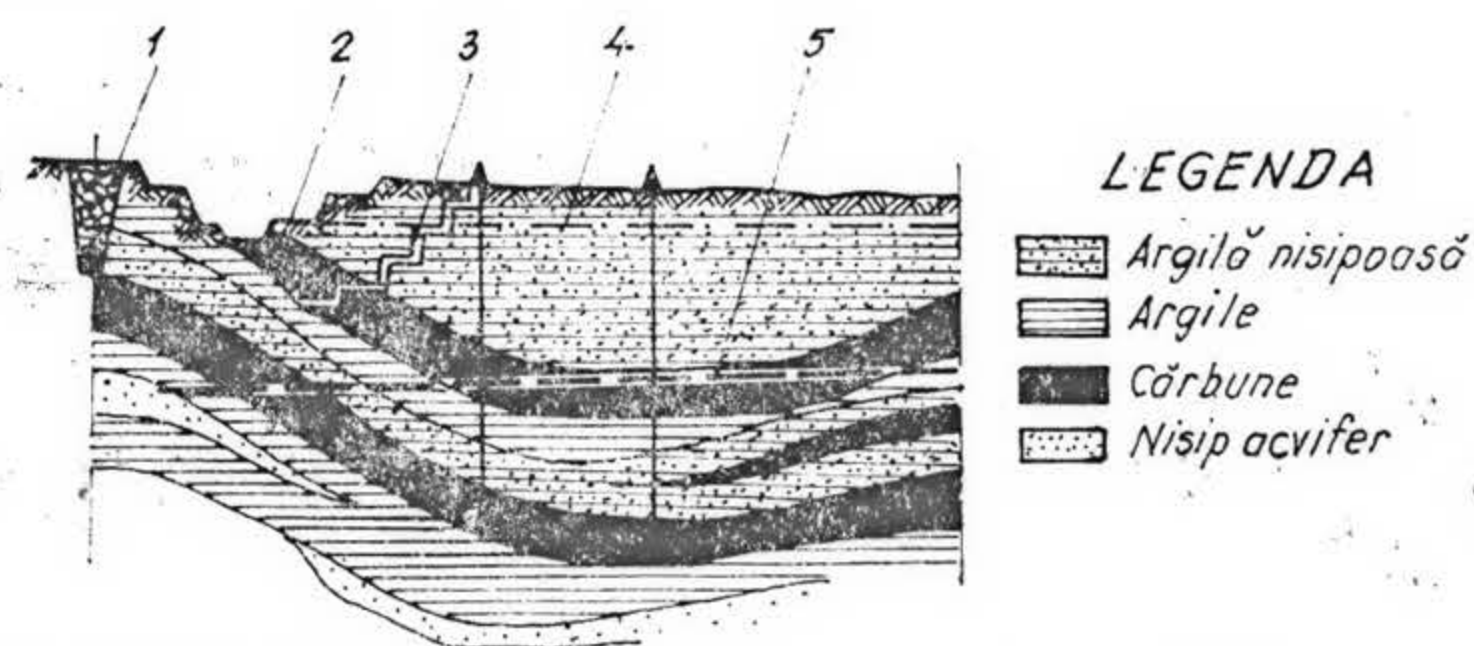


Fig. IX.26. Asecarea unui zăcămint în vederea săpării tranșeei de deschidere:

1 — ecran impermeabil vertical; 2 — profilul carierei la începutul lucrărilor de asecare; 3 — profilul carierei în perioada finală a asecării; 4 — nivel piezometric inițial; 5 — nivelul apelor în perioada finală a asecării.

În cele mai multe cazuri se recurge la protecția zonei, în care va fi săpată tranșeea de deschidere, prin realizarea unui ecran impermeabil vertical.

Taluzurile carierelor se împart, funcție de durata lor, în taluzuri definitive și taluzuri de lucru. Ambele categorii de taluzuri trebuie să fie bine asecate, pentru a le asigura o cit mai bună stabilitate.

**Asecarea taluzurilor definitive.** Schema de asecare pentru taluzurile definitive, depinde de stadiul lucrărilor. În prima perioadă se poate folosi un sistem liniar de foraje de drenaj de mare diametru. Ulterior însă, acest sistem nu mai este rațional întrucît crește lungimea taluzurilor, care pentru a fi menținute stabile necesită multe foraje de asecare. Din această cauză este rațional a se trece la o asecare subterană, executîndu-se o galerie de asecare cu o stație centrală de evacuare a apei. După săparea galeriei, forajele de drenaj sînt transformate în foraje cu filtre de cădere, care continuă asecarea orizonturilor acvifere superioare (fig. IX. 27). Pentru o asecare cit mai completă a acestora, drenajul se mai completează cu filtre penetrante, instalate în acoperișul galeriei, sau cu amenajarea unor drenuri la baza taluzului (fig. IX. 28). Drenul tubat sau cu umplutură filtrantă, de pe taluzul definitiv, mărește stabilitatea taluzului umezit.

**Asecarea taluzurilor de lucru.** Asecarea taluzurilor de lucru se poate realiza de la suprafață, prin sisteme liniare de foraje de drenaj sau din subteran, prin galerii de drenaj cu filtre de cădere.

În fig. IX. 29 se dă o schemă de asecare preliminară, cu sisteme liniare de foraje de drenaj în două etape. Amplasarea sistemelor liniare de drenaj paralel cu treptele de lucru se păstrează atît în cazul deplasării paralele cit și în evantai a fronturilor de lucru.

Dacă rocile acvifere se găsesc direct pe culcușul complexului productiv, iar presiunea este redusă, asecarea se poate realiza prin sisteme liniare de puțuri de drenaj utilizate cu pompe, care reduc nivelul apei sub herma de lucru și pe o lățime importantă.



De multe ori, pentru drenarea orizonturilor acvifere din rocile acoperitoare sau din complexul productiv se folosesc galeriile de drenaj utilate cu filtre de cădere și, eventual în vatră, cu filtre penetrante. Când adâncimea orizontului acvifer inferior față de nivelul galeriei este mare, se sapă foraje de la suprafață, care apoi sint interceptate de galerie

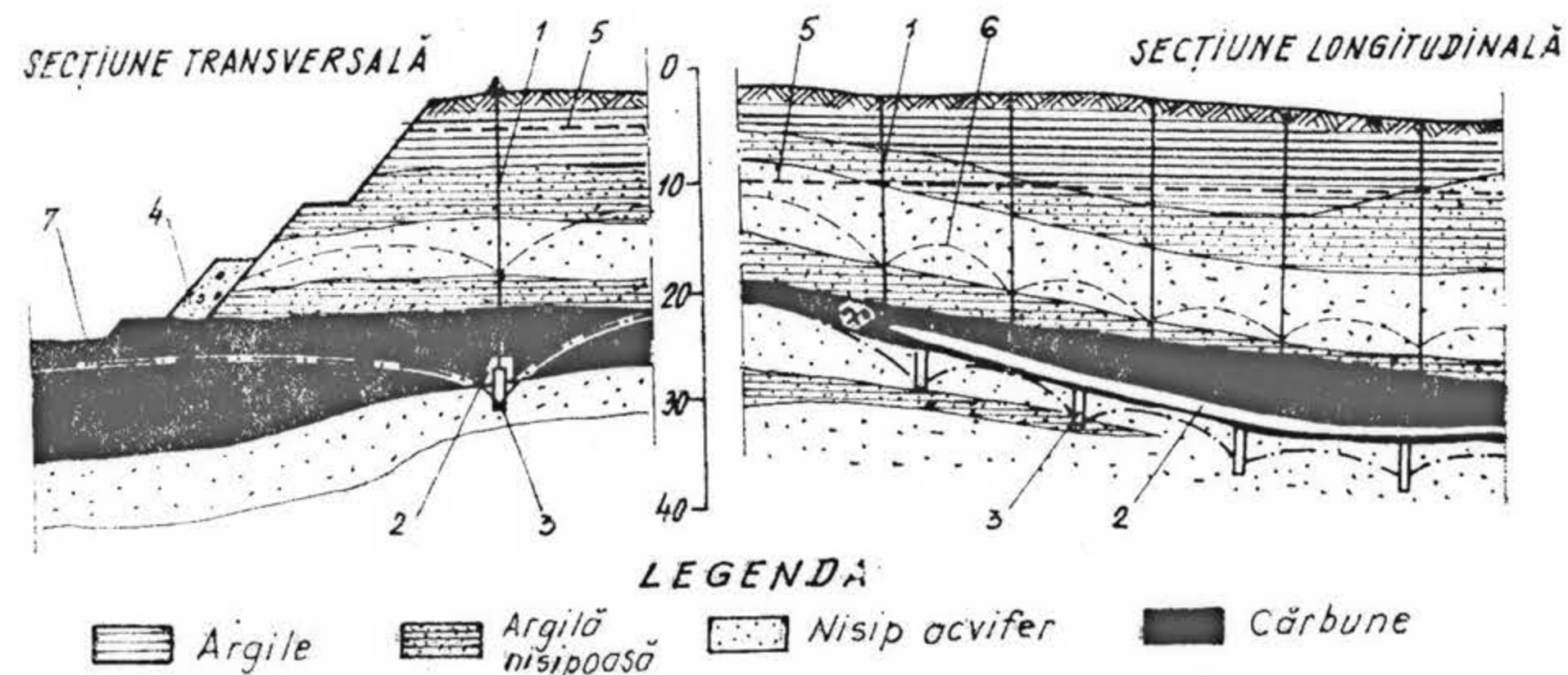


Fig. IX.27. Asecarea taluzurilor definitive:

1 — filtre de cădere; 2 — galerie de asecare; 3 — puțuri tubate; 4 — dren de taluz; 5 — nivel piezometric; 6 — nivel dinamic al orizontului acvifer superior; 7 — nivel dinamic al apelor din orizontul inferior.

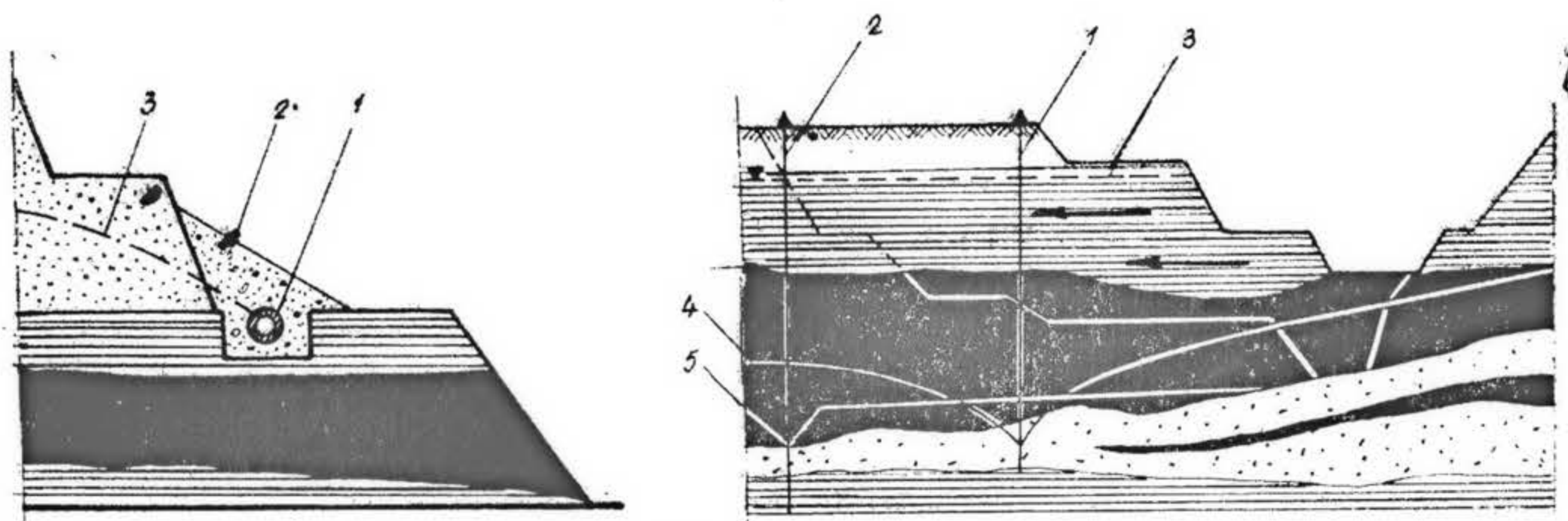


Fig. IX.28. Dren tubat de taluz pe conturul carierei:

1 — dren tubat; 2 — umplutură filtrantă; 3 — nivelul dinamic al apelor subterane. Fig. IX.29. Asecarea taluzurilor de lucru cu foraje de mare diametru:

1 — foraje din prima etapă; 2 — foraje din a doua etapă; 3 — nivel piezometric al orizontului acvifer din culcușul zăcămintului; 4 — nivel redus în prima etapă; 5 — nivel redus în a doua etapă.

și se transformă în filtre de cădere și în foraje arteziene de la nivelul galeriei (fig. IX. 30). Galerile se execută la nivelul vetrei carierei, perpendicular pe treptele de lucru și săparea lor treptată precede înaintarea fronturilor de lucru. Apa din aceste galerii este dirijată într-un canal colector, de unde se acumulează într-un jomp și apoi este evacuată prin pompare.

**Asecarea carierei în general.** Asecarea carierelor cu condiții hidrogeologice grele, întâlnite în special la structurile sedimentare de cărbuni, fier, bauxită, mangan etc. se poate realiza foarte eficient prin sisteme de foraje de contur (fig. IX. 31) și prin combinarea mai multor instalații de drenaj. Stabilirea schemei optime de asecare se face pentru fiecare caz în parte, în urma unor calcule tehnico-economice.

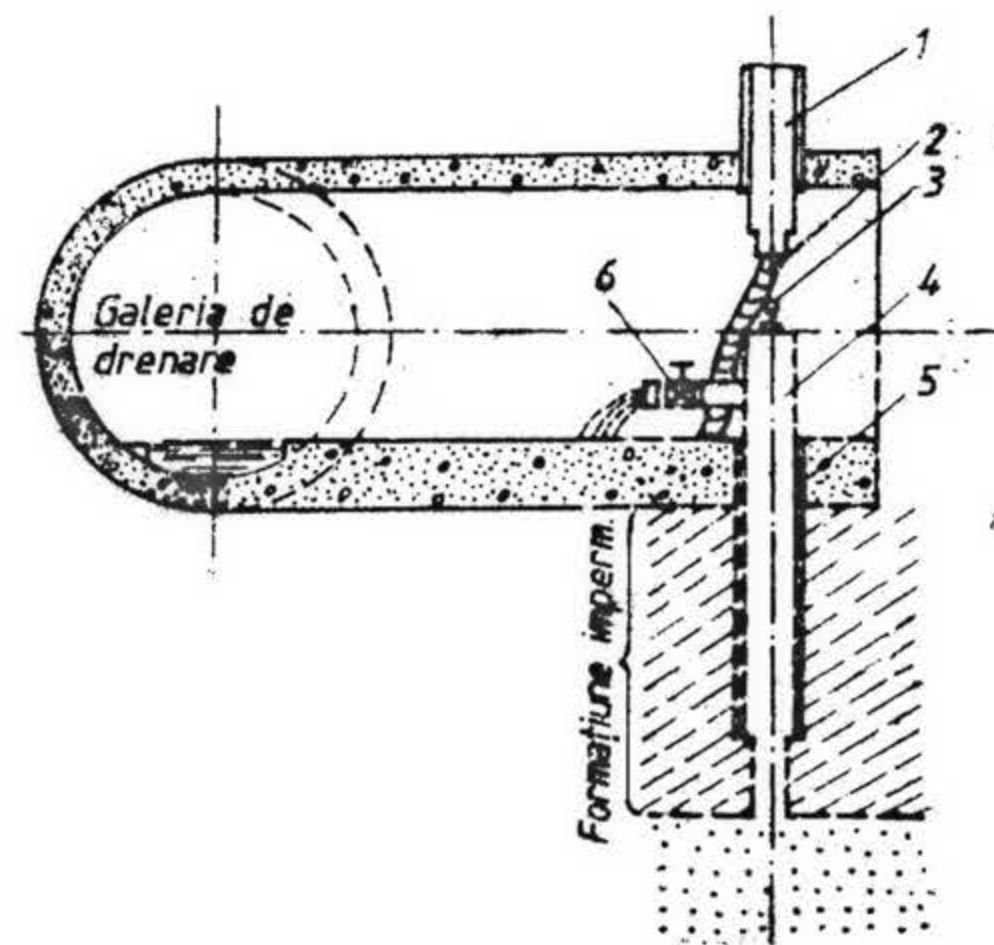


Fig. IX.30. Filtre de cădere și foraje arteziene la nivelul galeriilor:

1 — filtru de cădere; 2 — furtun de cauciuc; 3 — manometru; 4 — cap de erupție; 5 — coloană de 8 5/8 in; 6 — ventil de 6 in.

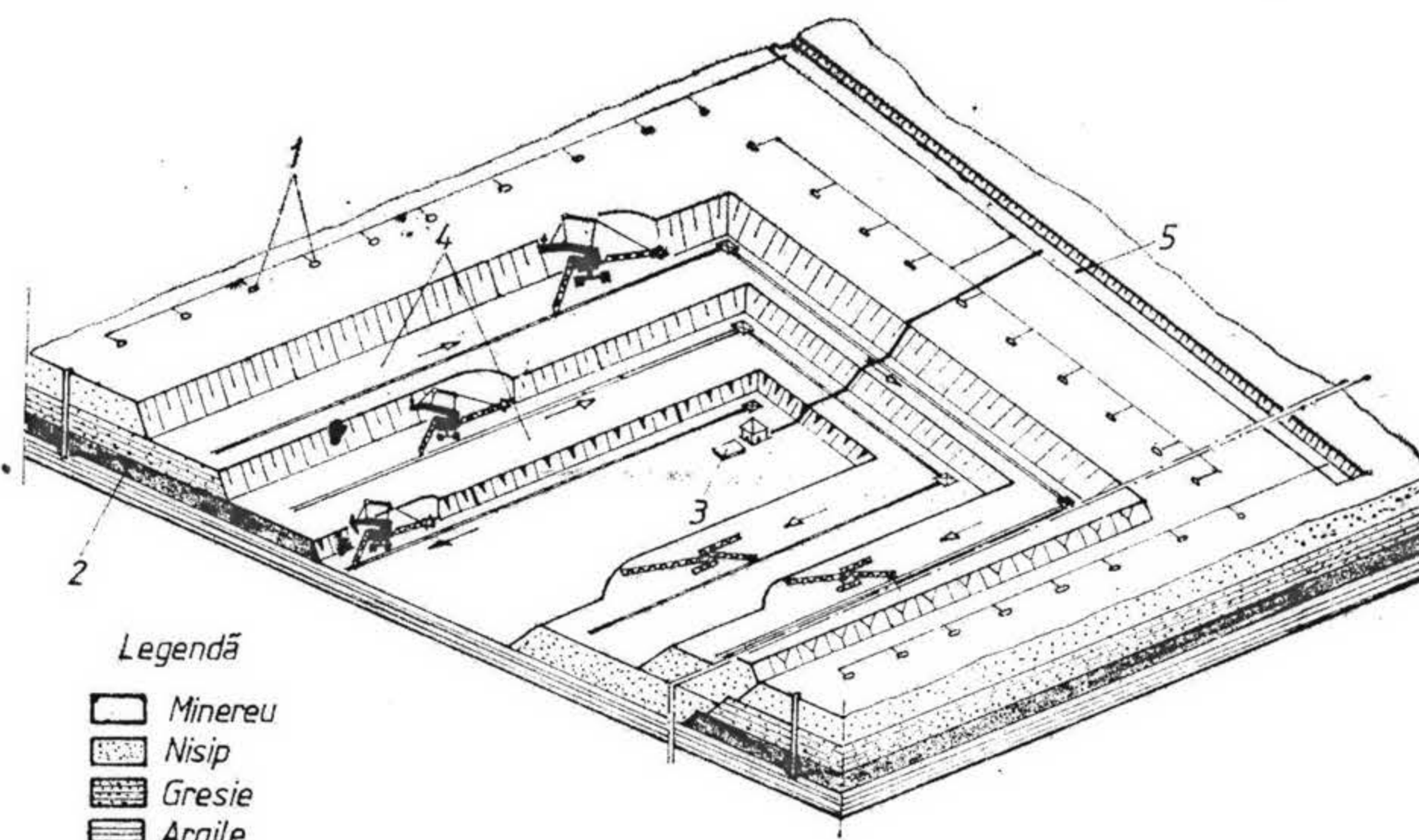


Fig. IX.31. Asecarea carierei în ansamblu:

1 — foraje de drenaj pe contur; 2 — nivel redus al apelor; 3 — bazin de colectare și stație de pompe; 4 — trepte de lucru; 5 — tranșee de asecare și colectare a apelor.



În carierele cu adâncimi mai mari, sau în care sînt prezente mai multe orizonturi acvifere, se folosește o schemă de asecare în mai multe trepte, pe măsura adîncirii exploatarei. De exemplu, în cazul unei coperte groase constituite din nisipuri acvifere, săparea tranșei de deschidere se face treptat, pe măsura reducerii succesive a nivelului apelor

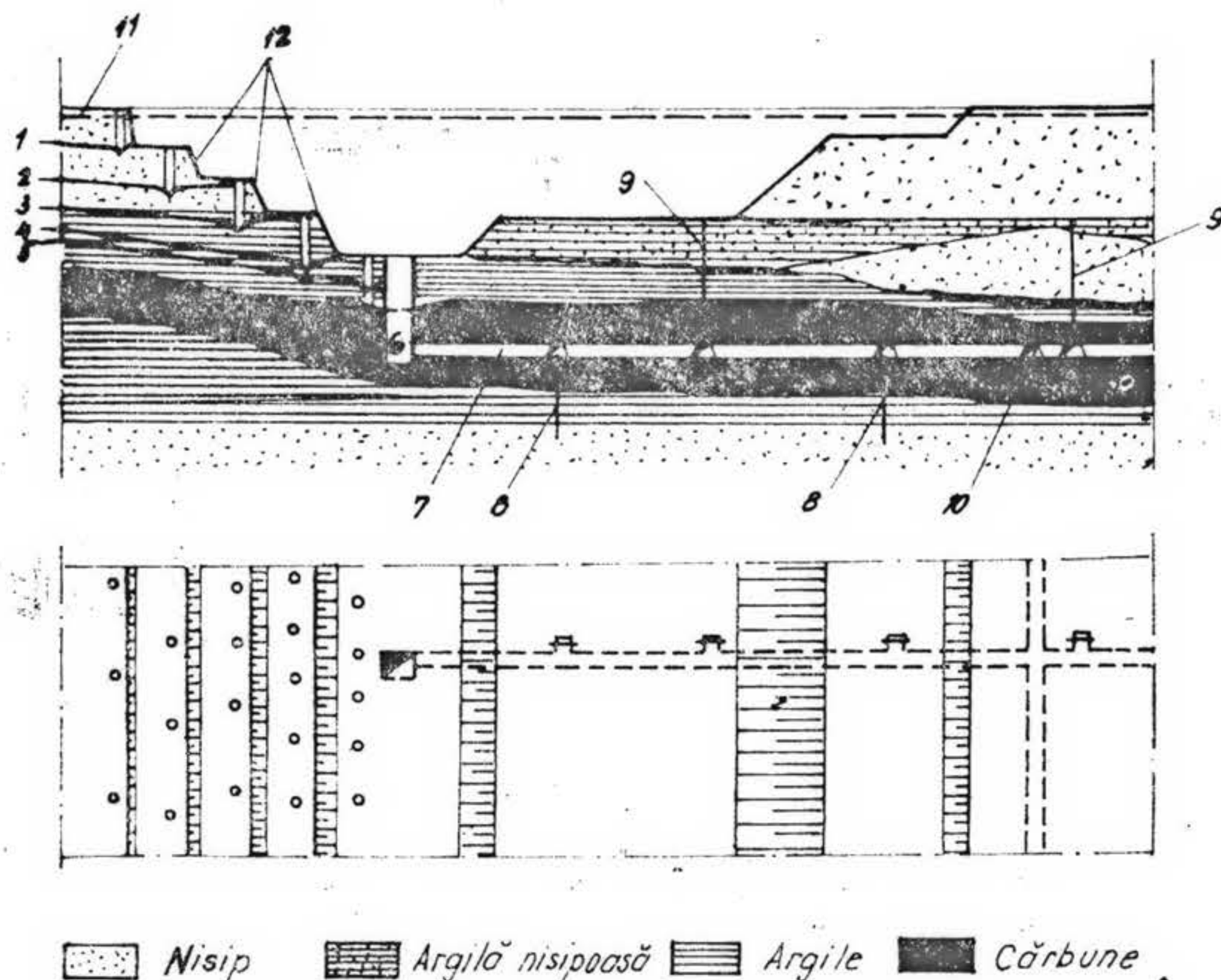


Fig. IX.32. Asecarea în mai multe trepte a unei cariere:

1, 2, 3, 4, 5 — curbele de depresiune pe măsura intrării în funcțiune a treptelor de drenaj; 6 — puț de mină; 7 — galerie de asecare; 8 — filtre penetrante în culcuș; 9 — filtre penetrante în acoperiș; 10 — galerie de evacuare a apelor; 11 — nivelul inițial al apelor freatice; 12 — taluzuri.

(fig. IX. 32). Excavarea unei noi trepte se face sub protecția liniei de foraje amplasate pe treapta anterioară. Avantajul asecării în trepte constă în înălțimile mici de refulare. În momentul cînd s-a ajuns aproape de zăcămint se sapă puțuri de mină din care se execută apoi rețeaua de galerii de asecare în zăcămint. În aceste galerii se plantează filtre penetrante, atît în culcuș cit și în acoperiș, care în prima etapă desăvîrșesc asecarea sectorului respectiv. După aceasta urmează exploatarea care, pe măsura avansării, scoate din funcțiune lucrările subterane.

Schemele de asecare devin mai complicate în cazul zăcămintelor cuprinse în formațiunile argilo-nisipoase cu variații litologice foarte neuniforme.

Alegerea schemelor de asecare pentru un cîmp de carieră sau o porțiune de cîmp de carieră se face ținînd seama de influența asecării din carierele vecine și, de asemenea, de prevederile dezvoltării industriei și agriculturii, din zona de amplasare a zăcămintului.

Asecarea carierelor cu roci înconjurătoare stîncoase și semistîncoase fisurate prezintă o serie de particularități, determinate, în primul rînd, de faptul că apele subterane nu deranjează stabilitatea taluzurilor. La carierele cu afluxuri reduse, asecarea se face printr-un drenaj deschis, în timpul exploatarei. Sistemul de drenaj cuprinde șanțuri de curgere transversale, pe fiecare treaptă, care conduc apa în orizontul de lucru cel mai jos, unde sînt colectate printr-un șanț longitudinal și evacuate în afara carierei. Cînd se poate asigura prin scurgere liberă la fiecare nivel evacuarea apei în afara carierei, se folosesc șanțuri longitudinale pe fiecare treaptă.

#### 4.2.3. SCHEME DE ASECARE A HALDELOR DE STERIL

Sursele de infiltrare pentru haldele interioare sînt apele subterane drenate din orizonturile deschise de taluzurile carierei, apele subterane care pătrund din orizonturile acvifere sub presiune din vatra carierei și apele atmosferice care cad și se infiltrază în haldă.

Pentru haldele exterioare principala sursă de infiltrare o formează apele din precipitațiile atmosferice. În cazul amplasării acestora în zone depresionare a terenului, se iau măsuri pentru colectarea și evacuarea apelor, provenite de pe versanți, dincolo de limitele haldei.

Prima măsură privind drenajul haldelor interioare și exterioare este protecția lor contra apelor de suprafață cu ajutorul șanțurilor de gardă și a barajelor sau digurilor.

Deoarece haldele interioare se întind pînă la taluzul definitiv al carierei, pătrunderea laterală a apelor subterane din acest taluz în corpul haldei poate fi evitată dacă se mențin în continuare lucrările de drenaj, care au asigurat asecarea taluzului definitiv în timpul exploatarei. Pentru protecția haldei împotriva infiltrării apelor atmosferice se nivelează suprafața haldei, pe care se execută apoi șanțuri pentru evacuarea apei din limitele haldei. În cazul cînd la depunerea sterilului se formează pante inverse, în zonele de schimbare a pantei se execută șanțuri de scurgere.

În cazul haldelor interioare mari, protecția lor împotriva apelor superficiale și subterane se realizează printr-un drenaj orizontal sistematic, amplasat la baza haldei, format din drenuri de asecare și drenuri de colectare (fig. IX. 33). Drenurile de asecare se amplasează paralel cu frontul de formare al haldei, folosind eventual șanțurile de colectare și evacuare a apei din carieră, prin adîncirea lor corespunzătoare. Drenurile de colectare se amplasează perpendicular sau înclinate față de cele de asecare, în funcția de hipso-metria vetrei carierei. Dacă nivelul apei crește și apare pericolul unor infiltrații pe taluz, asecarea se completează cu foraje de drenaj sau cu ecrane nisipoase depuse pe taluz.

În cazul cînd din descoperita carierei rezultă și un material grosier (pietriș, nisip grosier, bolovăniș), depunerea lui la baza haldei asigură un drenaj eficient, cu condiția ca în această umplutură filtrantă să fie amplasată o rețea de tuburi colectoare.

Efectul drenajului orizontal sistematic scade considerabil dacă sursa de inundare a haldei o constituie un orizont acvifer artezian din culcușul carierei. În acest caz apare necesitatea folosirii drenajului vertical cu găuri de sondă cu erupție liberă la nivelul vetrei



carierei. În anumite situații, pentru reducerea presiunii și asecarea orizontului acvifer din culcușul zăcămintului pot fi folosite forajele de mare diametru dotate cu pompe submersibile, forate în fața frontului de lucru de la descoperță (fig. IX. 34).

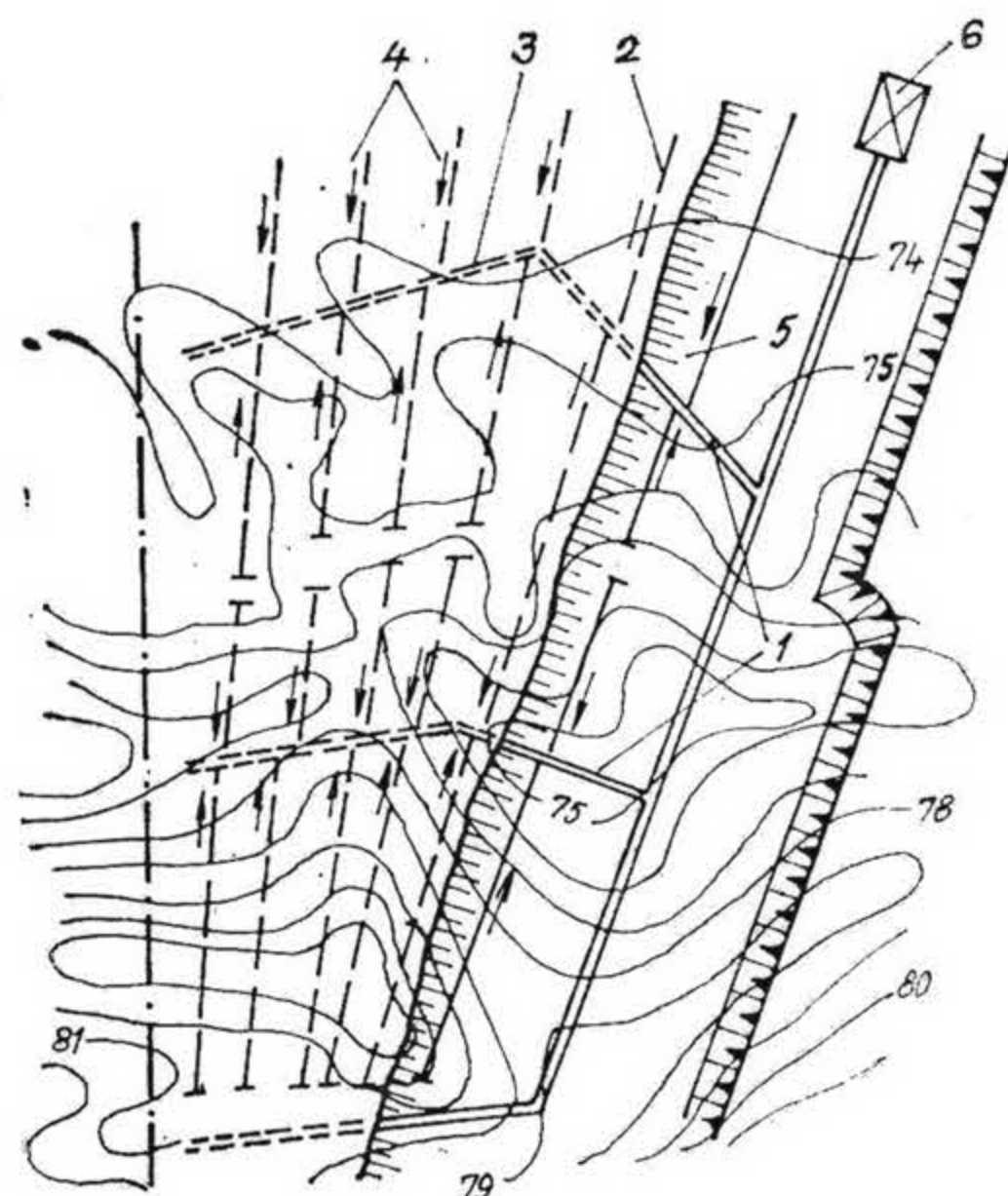


Fig. IX.33. Drenarea haldelor interioare:

1 — drenuri colectoare de pe vatra carierei; 2 — drenuri de asecare; 3 — drenuri colectoare amplasate sub haldă; 4 — direcția evacuării apei; 5 — frontul haldei; 6 — bazin de colectare și evacuare a apelor.

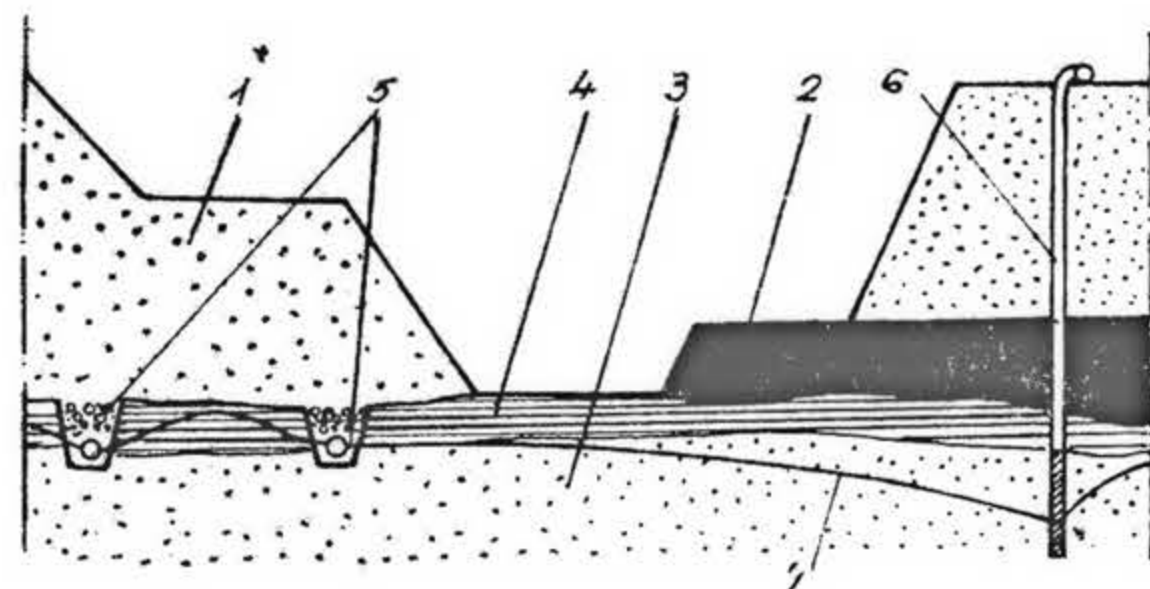


Fig. IX.34. Drenarea orizonturilor acvifere din culcușul carierei cu foraje de mare diametru:

1 — haldă; 2 — substanță minerală utilă; 3 — orizont acvifer; 4 — ecran protector; 5 — drenuri de asecare; 6 — foraje de mare diametru; 7 — nivelul scăzut al orizontului acvifer din culcușul zăcămintului.

### 4.3. TIPURI DE ASECARE

#### 4.3.1. ASECAREA GRAVITAȚIONALĂ

Prin asecare gravitațională se înțelege curgerea apelor subterane către instalațiile de drenaj, sub efectul diferenței dintre nivelul hidrostatic și cel dinamic. Evacuarea apei din instalațiile de drenaj se poate face liber sau cu ajutorul pompelor.

#### 4.3.2. ASECAREA PRIN VACUUM ȘI CU AER COMPRIMAT

Asecarea prin vacuum realizează drenarea orizontului acvifer sub efectul unui gradient hidraulic ridicat, datorită faptului că presiunea apei în instalațiile de drenaj este mai mică decât presiunea atmosferică. Vacuumul este creat în filtru, cel mai frecvent, pe calea *suspendării coloanei de apă*, în tubul de evacuare a apei.

Folosirea asecării prin vacuum este rațională în cazul nisipurilor fine cu coeficient de filtrare de 0,1 — 3 m/zi, deoarece determină creșterea capacității de cedare și a coeficientului de filtrare, realizând mărirea de peste 2 — 3 ori a vitezei și gradului de asecare a rocii.

Eficiența vacuumului scade pe măsura creșterii grosimii orizontului acvifer, deoarece vacuumul se dezvoltă în partea inferioară a acestuia. De asemenea, eficacitatea vacuumului scade și pe orizontală, ceea ce determină o anumită distanță optimă între instalațiile de drenaj.

Asecarea forțată cu aer comprimat se poate realiza prin injectarea aerului comprimat în orizontul drenat. Acest tip de asecare este indicat mai ales în faza finală a asecării, cînd orizontul acvifer devine cu nivel liber. Dacă orizontul acvifer este izolat în acoperiș de roci argiloase impermeabile pentru aer, în zona drenată se produce o depresiune care încetinește procesul de asecare. Prin introducerea aerului comprimat deasupra nivelului dinamic, se accelerează procesul de asecare, debitul instalațiilor de drenaj crescînd de câteva ori.

Efectul injectării aerului comprimat este cu atît mai mare, cu cît grosimea și întinderea orizontului acvifer drenat sînt mai reduse. Alegerea asecării prin vacuum sau cu aer comprimat se face pe baza determinării în laborator a coeficientului de filtrare, a capacității de cedare și a gradului de asecare a nisipurilor acvifere respective.

#### 4.3.3. ASECAREA ELECTROOSMOTICĂ

Esența efectului de electroosmoză constă în mișcarea apei spre electrodul negativ la crearea unui cîmp electric constant în formațiunile acvifere. În acest caz, găurile de sondă de drenaj, filtrele penetrante sau filtrele de cădere sînt catodii, iar o serie de țevi speciale plantate în masiv între instalațiile verticale de drenaj sau într-o parte a acestora constituie anozii. Între electrozi se aplică tensiuni de 40—80 V, intensitatea curentului fiind de 0,50—2,00 A/m².



Experiențele practice au arătat că sub acțiunea curentului, debitul filtrelor penetrante se mărește de aproape 4 ori, dar el se micșorează în timp din cauza argilizării electrozilor și coboririi nivelului apelor subterane.

Electroosmoza dă posibilitatea asecării rocilor argilo-nisipoase cu o capacitate de eliminare a apei foarte scăzută care nu se supun asecării prin celelalte procedee și metode cunoscute și aplicate în practică.

Electroosmoza reclamă un consum mare de energie și deci duce la un preț de cost ridicat.

## 5. PROCEDEE ȘI LUCRĂRI DE ASECARÉ

În stadiul actual de dezvoltare a tehnicii, asecarea rocilor acvifere în exploatările miniere se realizează prin: lucrări miniere subterane; lucrări miniere la zi; foraje de drenare; lucrări miniere la zi, subterane și foraje de drenare.

### 5.1. ASECARÉA PRIN LUCRĂRI MINIERE SUBTERANE

Asecarea prin lucrări miniere subterane se aplică atunci cînd morfologia terenului, natura și tăria straturilor de substanțe minerale utile și a celor de steril din acoperiș și culcuș permit executarea și susținerea lucrărilor miniere de asecare și evacuare a apelor (galerii, puturi, stații de pompe etc.), iar lucrările de asecare de suprafață nu sînt eficiente pentru asecarea cîmpului minier în zonă. În multe situații se aplică lucrările miniere pentru colectarea apelor din carieră și evacuarea centralizată a acestora.

Acest procedeu de asecare, cu toate că este cel mai complicat și cu mare volum de muncă, totuși este foarte eficient la asecarea zăcămintelor cu condiții hidrogeologice complexe.

Ca avantaje pentru acest procedeu reținem: posibilitatea aplicării pentru drenajul rocilor slab permeabile ( $K = 0,5 - 3 \text{ m/zi}$ ), concentrarea lucrărilor de asecare și siguranța în funcționare, evacuarea centralizată a apelor.

Ca dezavantaje menționăm: volum mare de lucrări miniere necesare de realizat, cheltuieli ridicate pentru susținerea și întreținerea lucrărilor miniere, cost ridicat al asecării.

#### 5.1.1. ASECARÉA CU GALERII DE DRENAJ

În funcție de condițiile locale, galeriile de drenaj se pot amplasa în: acoperișul zăcămintului, culcușul zăcămintului sau în zăcămint.

Lungimea galeriilor de drenaj, poziția lor față de zona în exploatare și distanța între ele se alege în funcție de permeabilitatea rocilor acvifere și afluxul de apă. Pentru a

spori efectul lor de drenaj este bine ca galeriile să fie amplasate în rocile cele mai fisurate sau în rocile carstice.

În cazul exploatărilor miniere la zi, executarea lucrărilor miniere sub vatra carierei se face în fața fronturilor de lucru și este condiționată de existența unui ecran protector cu grosime și rezistență mecanică satisfăcătoare. În cazul în care nu există acest ecran

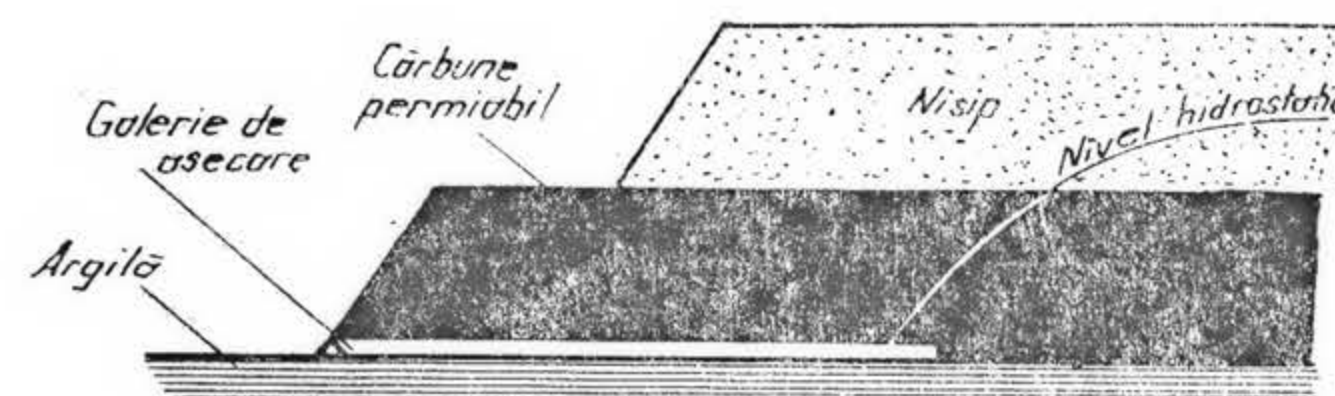


Fig. IX.35. Asecarea prin galerii de drenaj amplasate în stratul de substanță minerală utilă.

protector, lucrările miniere de asecare se execută în stratul de substanță minerală utilă (fig. IX. 35).

Asecarea formațiunilor acvifere din acoperișul zăcămintelor prin galerii de drenaj prezintă avantajul unei suprafețe mari de drenare, ceea ce permite evacuarea unei cantități mari de apă și asecarea în timp redus. Fiind costisitoare din cauza dificultăților de săpare și susținere, de cele mai multe ori nu se folosesc singure, ci în combinație cu alte metode, galeriile servind numai pentru instalarea dispozitivelor de asecare și evacuare a apelor colectate.

#### 5.1.2. ASECARÉA CU GALERII DE DRENAJ ȘI FILTRE PENETRANTE

În cazul în care galeriile de drenaj sînt amplasate într-o formațiune impermeabilă, pentru asecarea rocilor acvifere care se găsesc în imediata apropiere a acesteia se folosesc filtrele penetrante amplasate în tavanul și mai rar în talpa galeriei.

Filtrul penetrant este alcătuit din trei elemente (fig. IX. 36); un virf metalic în formă de datlă sau con care ușurează pătrunderea filtrului în roci; tubul filtrant, alcătuit dintr-o țevă cu perforații și tubul de evacuare a apei filtrate. Diametrul orificiilor de pătrundere a apei în filtru se alege în funcție de natura rocilor, de compoziția granulometrică a acestora și de caracterul resurselor acvifere. Dimensiunile orificiilor în funcție de compoziția granulometrică pot fi luate conform celor specificate în tabelul IX. 2. După cum se observă din tabel, pentru rocile nisipoase perforațiile circulare au de obicei 3 mm diametru și acoperă circa 50 % din suprafața activă a filtrului. Diametrul filtrului se alege în funcție de eficiența lui, de obicei de 25—65 mm, iar lungimea poate atinge 10—15 m. Nu se recomandă diametre mai mari, deoarece creșterea debitului este foarte mică cu mărirea diametrului, dar în schimb se mărește pericolul erupției de nisip acvifer. Filtrele penetrante pot avea unul sau mai multe tuburi perforate, de maximum 1 m lungime, asamblate prin mufe de recordare. Lungimea părții perforate trebuie să fie de circa 1/3 din grosimea stratului acvifer, deoarece în felul acesta se evită rămînerea părții active deasupra nivelului dinamic. Pentru stratele acvifere subțiri, pînă la 2,0 m, este însă necesar ca partea activă a filtrelor să fie instalată pe toată grosimea stratului. Distanța între



filtre se alege în funcție de permeabilitatea și gradul de saturație al rocilor cu apă. Ea variază între 20—30 m. În cazul unor presiuni mari și a unor ecrane protectoare de grosime redusă, filtrele se așează la distanțe mai mici sau pot fi amplasate în grupuri de câte 3—4 filtre, la distanțe de 0,5 — m unul față de altul.

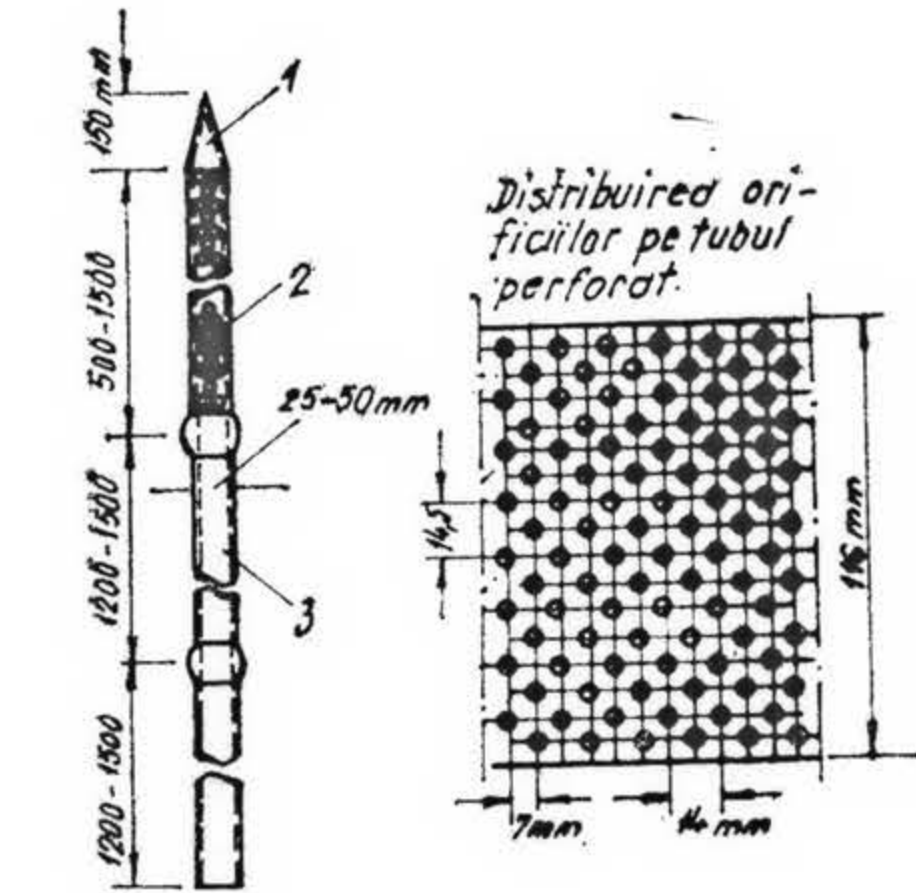


Fig. IX.36. Construcția filtrului penetrant:  
1 — virf metalic; 2 — tub perforat; 3 — tub de evacuare.

În minerit sînt folosite următoarele tipuri de filtre:  
— *filtru penetrant simplu* care este format dintr-o țevă metalică cu diametrul de 2 inch, iar partea care pătrunde în nisipul acvifer este prevăzută cu orificii circulare cu diametre între 3—6 mm. Aceste filtre se folosesc pentru drenarea și asecarea orizonturilor acvifere constituite din nisipuri cu granulație mare;

Tabelul IX.2

Denumirea rocii acvifere	Compoziția granulometrică		Dimensiunile orificiilor	
	fracțiunea, mm	conținutul, %	circulare*, mm	dreptunghiulare, mm
Nisipuri fine	0,25	0—10	2,0—3,0	2×80
	0,25—0,05	40—90		
	0,05	0—50		
Nisipuri mijlocii	1,0	0—10	3,0—4,0	3×80
	1,0—0,25	85—95		
	0,25	0—5		
Nisipuri groiere și pietrișuri	2,5	0—10	6,0	6×80
	2,5—1,0	60—90		
	1,0	0—7		
Nisipuri fisurate și bolovănișuri	—	—	12,0	12×80

* Distanța între orificii se ia de 3—4 ori diametrul lor.

— *filtru penetrant matisat cu sită metalică*, asemănător cu filtrul simplu, cu deosebirea că filtrul propriu-zis este înfășurat cu o sită metalică. Dimensiunile ochiurilor sitei se aleg în funcție de granulația nisipului în care urmează să se folosească filtrul.

— *filtru dublu*, format din două filtre concentrice; un filtru cu diametrul de 1 inch acoperit cu sită metalică se introduce într-un filtru cu diametru de 2 inch. Acesta are o construcție mai complicată și este mai scump. Are avantajul că atunci cînd sita se umple cu nisip permite să fie curățat prin scoaterea filtrului din interior.

— *filtru cu șicane*, format din două țevi concentrice perforate cu orificii de 10 mm. Țevile fiind perforate în același mod, se creează posibilitatea ca prin învîrtirea țevii din interior, perforațiile să se suprapună total sau parțial. În acest fel, orificiile de admisie a apei se măresc sau se micșorează, obținîndu-se rezultate bune în cazul unor orizonturi nisipoase cu granulometrii diverse. Au avantajul că pot fi folosite în orice condiții hidrogeologice și pot fi reactivate prin rotirea țevii interioare.

În scopul reducerii cheltuielilor de asecare, în ultimii ani s-au experimentat filtrele din material plastic cu diametrul de 40 — 64 mm, fie matisate cu plasă metalică, fie perforate cu orificii de 1—3 mm diametru.

Filtrele se instalează de obicei în tavanul galeriilor (fig. IX. 37), mai rar în talpă, pereții sau frontul de lucru al acestora. Plantarea filtrelor în lucrările miniere ca și recuperarea lor după terminarea asecării se face în general mecanizat.

Filtrele penetrante se pot aplica numai în asecarea formațiunilor acvifere care se găsesc în imediata apropiere a lucrării miniere din care se efectuează asecarea, apa drenată curgînd prin filtru gravitațional. Filtrele penetrante se pot folosi la asecarea formațiunilor din vatra lucrărilor miniere, numai cînd aceste formațiuni au o presiune suficientă pentru a permite ridicarea și scurgerea apei prin filtru.

Filtrele penetrante pot drena pînă la 5—10 m³/h apă dacă partea perforată a lor se situează în permanență în zona de saturație. Raza de influență este de 20—25 m, iar durata de funcționare este de 5—12 luni. În cazul nisipurilor acvifere fine, drenarea este foarte lentă, și uneori filtrele penetrante ies din funcțiune datorită colmatării, fără să se fi realizat asecarea preconizată. Numărul filtrelor penetrante necesare asecării unei formațiuni acvifere se alege în funcție de debitul mediu al filtrelor, cantitatea de apă cuprinsă în roci și cantitatea de apă pe care o poate ceda formațiunea acviferă respectivă.

Asecarea cu galerii de drenaj și filtre penetrante este folosită cu succes la asecarea formațiunilor acvifere cu granulație mare și întindere redusă. Filtrele au durată de funcționare destul de lungă și se execută la un preț de cost redus.

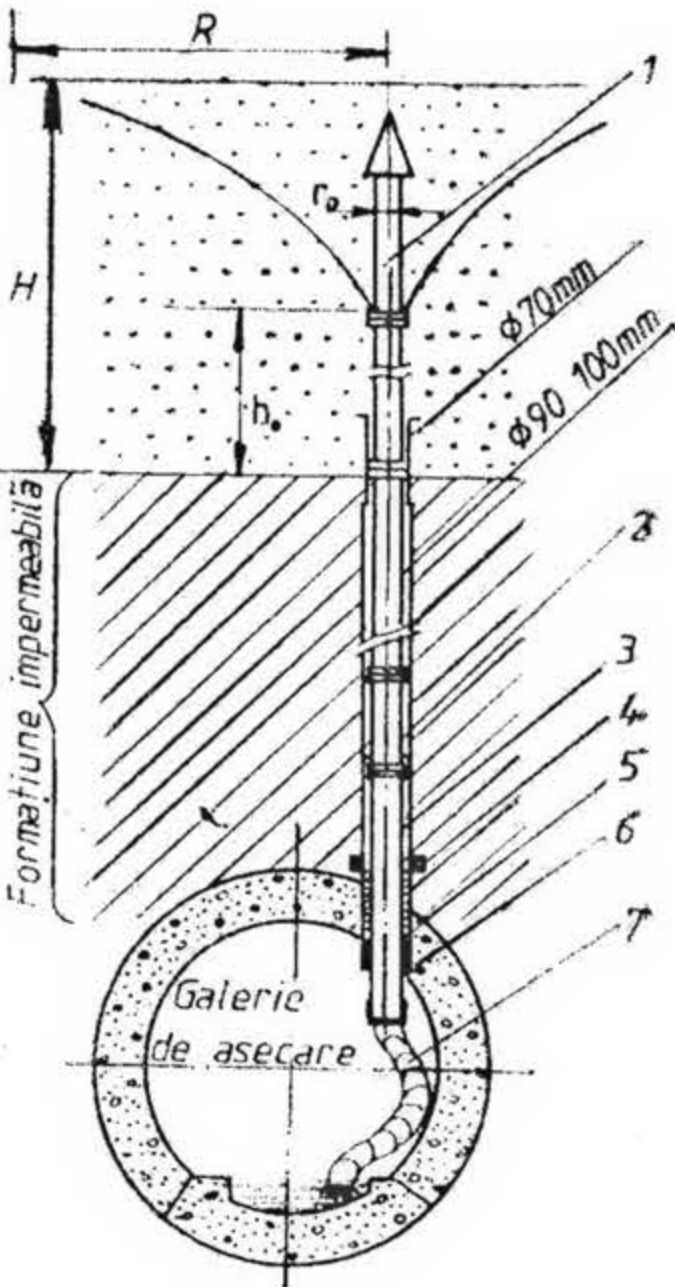


Fig. IX.37. Lucrare minieră de asecare echipată cu filtre penetrante:

1—filtru (Φ — 1,5 — 2 in); 2 — țevă (Φ — 1,5 — 2 in); 3 — tub ghidaj (Φ = 108 mm); 4 — flanșă de tablă (Φ = 10 mm); 5 — sfoară de cinepă; 6 — inel de lemn; 7 — furtun de cauciuc Φ = 2 in).



## 5.1.3. ASECAREA FORȚATĂ

Asecarea forțată constă în mărirea cantității de apă drenată de filtrele penetrante, aplicând diferite metode de creștere a vitezei de filtrare.

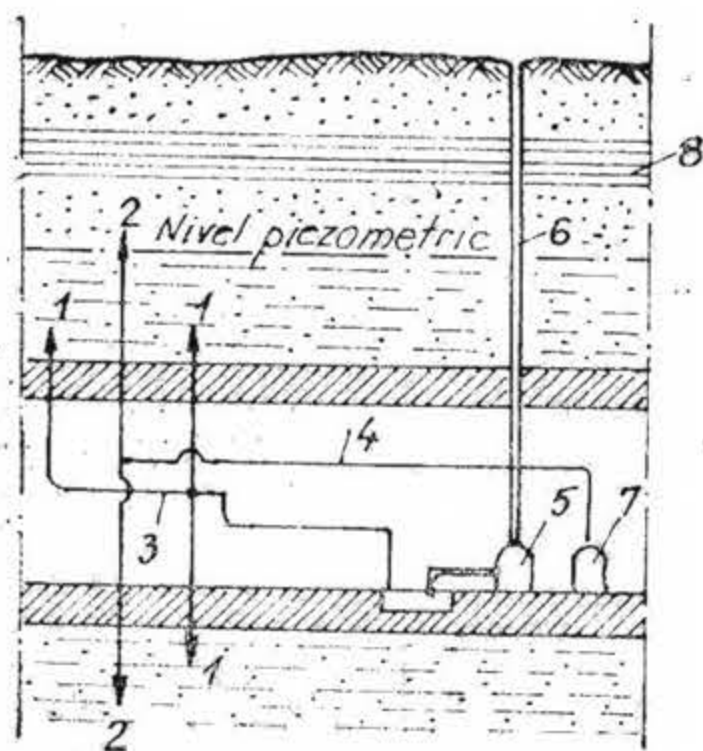


Fig. IX.38. Schema instalațiilor de asecare prin filtre penetrante alternând cu filtre de aer:

1 — filtru penetrant; 2 — filtru de aer; 3 — conductă colectoare; 4 — conductă sub presiune; 5 — agregat de pompare; 6 — conductă de evacuare; 7 — sursă de aer comprimat; 8 — strat impermeabil.

#### Asecarea forțată cu galerii de drenaj și filtre penetrante, combinate cu filtre de aer.

Filtrele de aer se deosebesc de filtrele penetrante obișnuite, prin aceea că sînt mai lungi și au diametrul țevelor perforate de 2 inch (50 mm). Partea perforată este mai lungă (1,5—2,5 m), iar orificiile de ieșire a aerului de 3—5 mm diametru, însumînd o suprafață de circa 20% din suprafața totală perforată a filtrului.

Filtrele de aer se instalează în tavanul galeriilor de drenaj între filtrele penetrante, la distanță de 100 — 150 m unul de altul. Pentru ca filtrele de aer să fie eficiente, este necesar ca partea lor perforată să fie situată deasupra și cit mai departe de partea perforată a filtrelor penetrante, iar stratul acvifer supus asecării să fie acoperit cu un strat impermeabil (fig. IX. 38).

Pentru evitarea încetirii procesului de drenare, prin filtrele de aer se introduce aer comprimat sub presiune de 2—3 atm, care nu numai că asigură aerarea stratului asecat, dar creează și o presiune suplimentară la suprafața apei, determinînd o creștere a debitului filtrelor penetrante de 2—3 ori.

#### Asecarea forțată cu galerii de drenaj și filtre penetrante prevăzute cu vacuum.

Un filtru cu vacuum este un filtru obișnuit, la care se adaugă sistemul de vacuumare și dispozitive de măsurare a presiunii în filtru, (manometre cu robinet sau dispozitive de control etc.), prevăzute cu regulatoare automate (fig. IX. 39). Filtrele penetrante cu vacuum se instalează în tavanul și talpa galeriei, la distanțe de 10 — 100 m unul față de altul și se leagă la o stație utilată cu pompe de vacuum. Procesul de drenaj este accelerat de rarefierea aerului (vacuum) din filtru. Prin rarefierea aerului debitul filtrului se mărește simțitor de 2—3 ori, scăzînd în acelaș timp de peste 3 ori durata de asecare. Filtrele funcționează normal cit se împiedică pătrunderea aerului în zona perforată de la partea superioară a stratului acvifer sau prin galerie de drenaj.

**Asecare forțată cu galerii de drenaj și filtru cu vacuum prevăzute cu sifon.** Acest procedeu se deosebește de precedentul prin faptul că în locul regulatorului automat, la filtru se racordează o țeavă de 1/2 — 3 inch sau un furtun de cauciuc care se introduce cu celălalt capăt în șanțul de colectare a apelor de mină (fig. IX 40).

Filtrul se pune în funcție astupînd cu un robinet sau dop orificiul țevei sau tubului de cauciuc. Cînd filtrul este plin cu apă drenată, i se dă drumul să se scurgă, creînd în interiorul filtrului un vacuum, a cărui mărime este în funcție de adîncimea de scufundare a sifonului în apa șanțului colector.

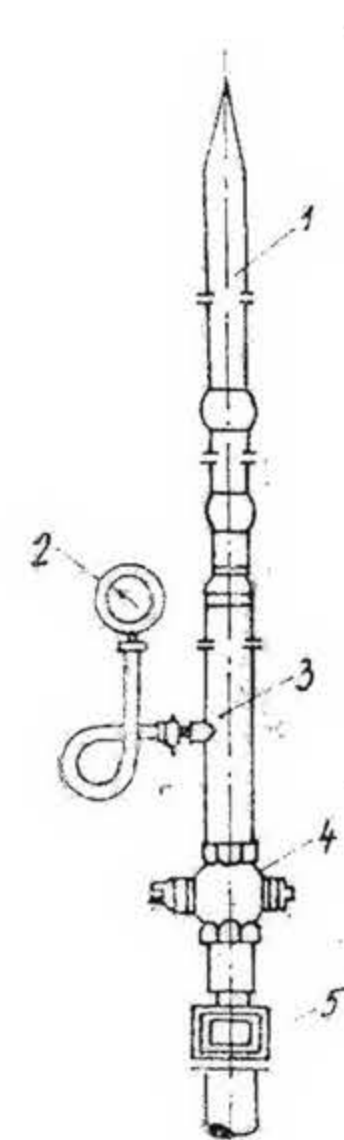


Fig. IX.39. Construcția filtrului de penetrare cu vacuum:  
1 — tub perforat; 2 — vacuometru; 3 — țeavă intermediară de scurgere; 4 — robinet de încărcare și descărcare a filtrului; 5 — cilindru de sticlă.

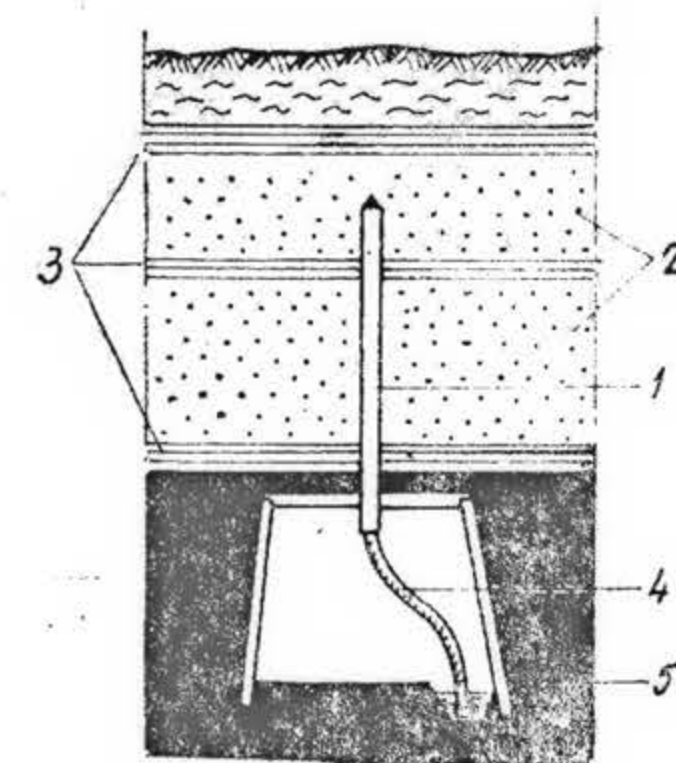


Fig. IX.40. Schemă de asecare prin filtre penetrante cu vacuum individual prevăzute cu sifon:  
1 — filtru penetrant; 2 — strate acvifere; 3 — strate impermeabile; 4 — furtun de cauciuc cu capătul introdus în apa din șanțul de scurgere; 5 — stratul de cărbune.

## 5.1.4. ASECAREA CU GALERII DE DRENAJ ȘI FILTRE DE CĂDERE

Filtrele de cădere sînt filtre special amenajate în interiorul unor găuri de sondă, forate de la suprafață pînă la tavanul galeriilor de drenaj (fig. IX. 41). Găurile de sondă cu diametrul de 150 — 300 mm se tubează și în interiorul lor se introduce o coloană filtrantă cu diametrul cuprins între 75 — 150 mm. În dreptul formațiunilor acvifere coloana filtrantă este prevăzută cu perforații circulare sau dreptunghiulare, avînd dimensiuni diferite, în funcție de granulometria rocilor. În spațiul dintre tubaj și coloana filtrantă, menținut același cu ajutorul unor șaibe de distanțare, se introduce pietriș cu granulație uniformă, de 2—10 mm diametru. Coloana de tubaj se extrage pe măsura introducerii pietrișului.

Filtrele de cădere se folosesc pentru asecarea formațiunilor acvifere situate în acoperișul zăcămintelor, la distanță, mare de tavanul galeriei, care nu pot fi asecate prin filtre penetrante. Pentru a avea eficacitatea maximă, distanța dintre filtre se ia de 100 — 200 m și acestea se amplasează în zonele cele mai joase ale orizonturilor acvifere.

Filtrele de cădere se pot executa și la distanțe mai mici (20—30 m), atunci cînd orizonturile acvifere sînt traversate de lucrări miniere de deschidere. Filtrele de cădere



permit asecarea simultană a mai multor strate acvifere. prin așezarea tuburilor perforate pe toată grosimea rocilor acvifere (fig. IX. 41). Debitul filtrelor de cădere, în funcție de condițiile hidrogeologice poate ajunge la 3000 l/min.

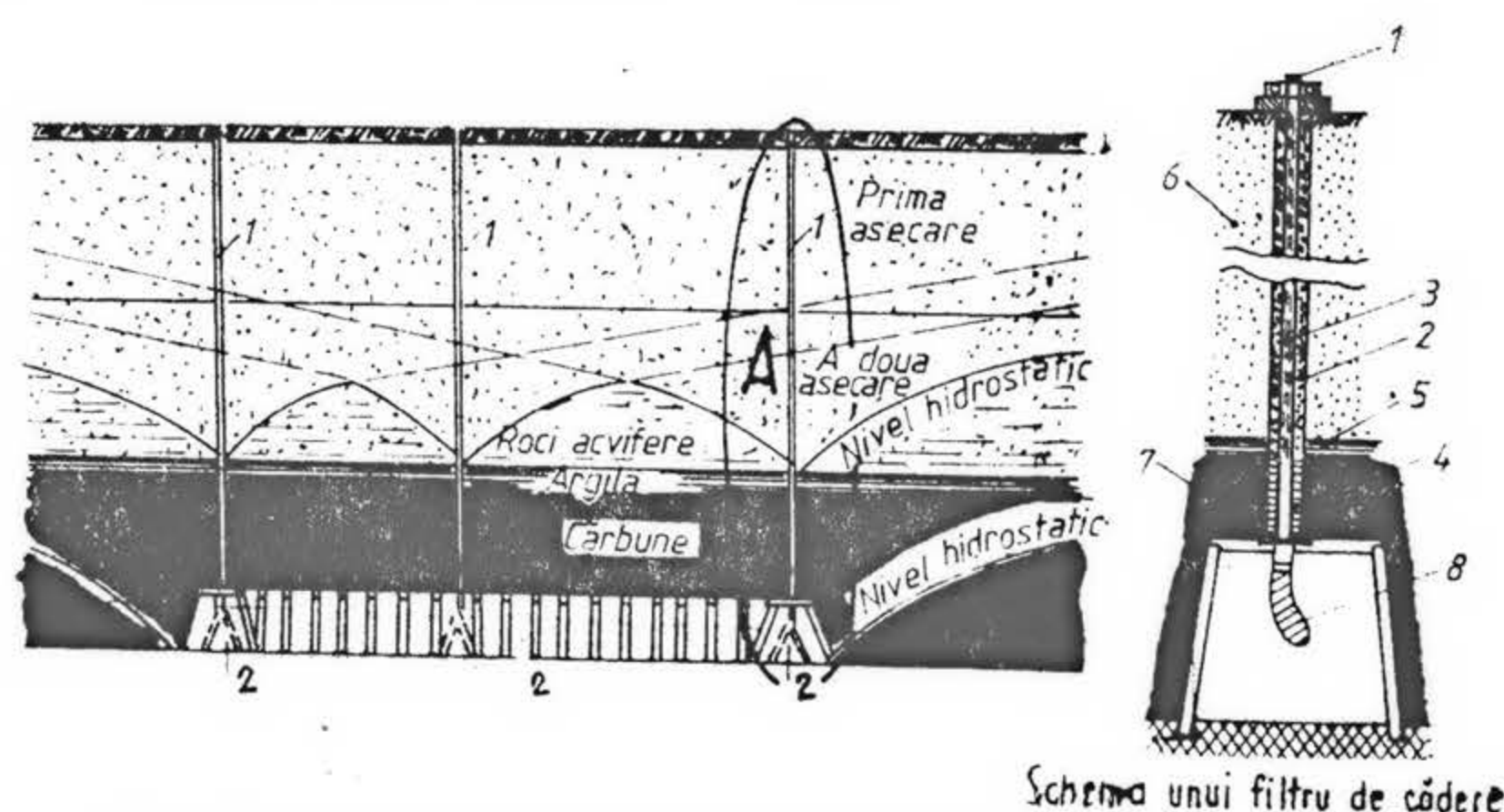


Fig. IX.41. Asecarea prin galerii de drenaj și filtre de cădere:  
1 — filtre de cădere; 2 — galerii de asecare. Detaliu A: 1 — tub filtrant; 2 — umplutură de pietriș; 3 — orificii de pătrundere a apei; 4 — umplutură exterioară; 5 — roci impermeabile; 6 — roci nisipoase acvifere; 7 — strat de cărbune; 8 — tub flexibil.

## 5.2. ASECARA PRIN LUCRĂRI MINIERE LA ZI

La coeficienții de filtrare mai mari de 80 m/24 h sau mai mici de 4 m/24 h, asecarea formațiunilor acvifere de suprafață în exploatarea la zi se face prin lucrări deschise (tranșee) cu lungimi mari de front și taluze de înclinare mică, spre a se evita surpările cu viituri de apă și nisip. Asecarea prin tranșee (fig. IX. 42.) se aplică acolo unde orizontul acvifer are o grosime redusă și se află situat aproape de suprafață.

În funcție de morfologia terenului și direcția curenților subterani, tranșeele de asecare pot fi executate pe una, două sau chiar pe toate laturile exploatării la zi. În toate cazurile, panta tranșeei de asecare este astfel dirijată încât apele să se scurgă la una sau mai multe stații de evacuare a apei.

Tranșeele de asecare frontale (fig. IX. 43) premerg frontul de descopertare cu circa 300—500 m și pe măsură ce frontul avansează ele se distrug, după ce în prealabil s-a executat în fața frontului o nouă tranșee. Pe măsura scăderii nivelului dinamic al apelor, tranșeele se adâncesc treptat (fig. IX. 43).

Tranșeele de pe marginile exploatării se țin în funcțiune pînă la terminarea exploatării. Tranșeele de sapă pînă la stratul de rocă stabilă și impermeabilă, însă adîncimea lor nu depășește 20—25 m. Execuția lor se face cel mai adesea cu echipament de draglină,

materialul săpat depunîndu-se pe una sau pe ambele berme. Avantajul tranșeele de asecare constă printre altele și în faptul că ele servesc în același timp și pentru explorarea amănunțită a terenului.

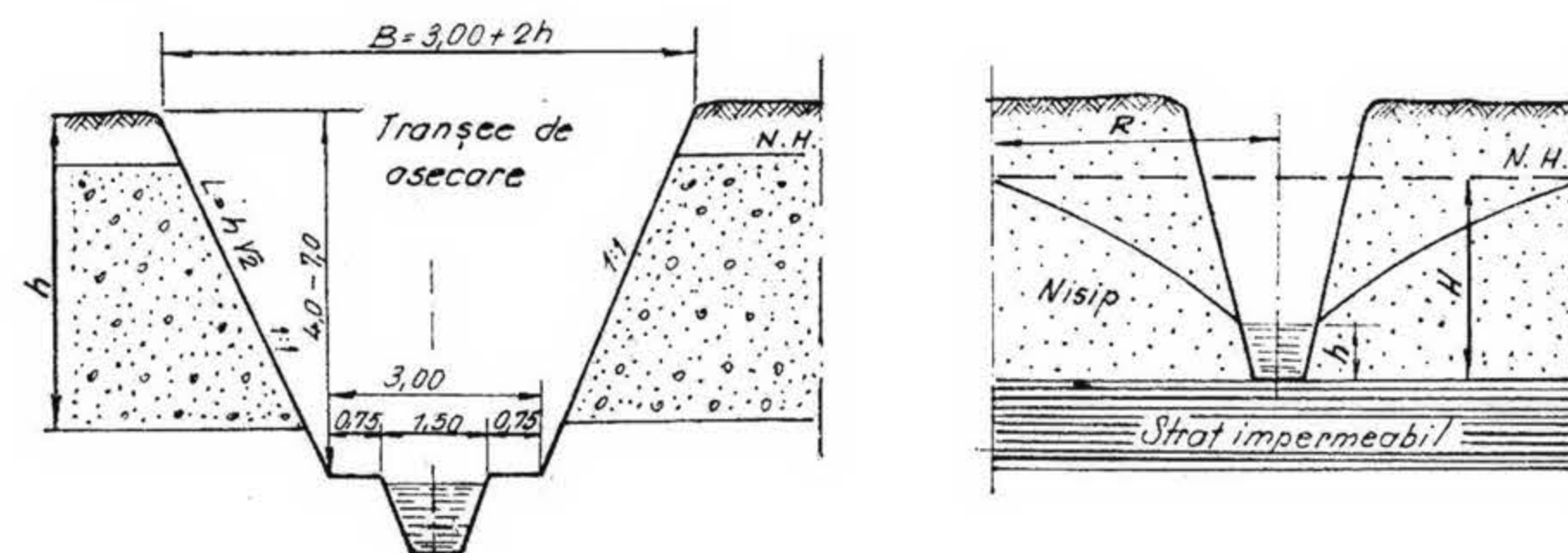


Fig. IX.42. Tranșee de asecare utilizate în exploatarea la zi:

N.H. — nivel hidrostatic; N.D — nivel hidrodynamic;

Priă pătrunderea apei în tranșee (fig. IX. 42), nivelul apei scade la înălțimea  $h$ , formînd un con de depresiune cu raza  $R$ .

Cînd stratele acvifere se drenează greu, adică au permeabilitate și capacitate de cedare foarte redusă, pe treptele exploatării minere la zi pot fi folosite instalații de filtre aciculare (fig. IX. 44).

Filtrele aciculare servesc pentru coborîrea în scurt timp a nivelului apelor freatice. Filtrele sînt alcătuite dintr-o țevă de 1—2 m lungime prevăzută cu găuri și îmbrăcate în site de sîrmă de alamă. Filtrele se plasează la 0,6—3,0 m distanță unele de altele și se racordează la o conductă colectoare prevăzută cu pompă de aspirație. Instalația cu filtre aciculare asigură coborîrea nivelului apelor subterane cu 5—6 m.

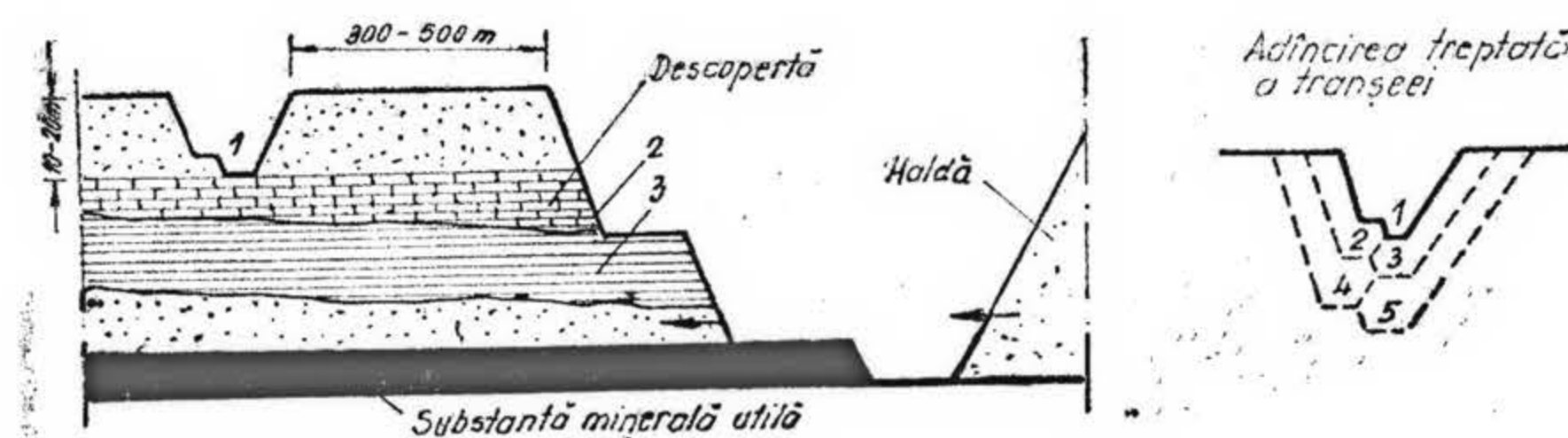


Fig. IX.43. Tranșee de asecare executată în fața fronturilor de lucru:

1 — tranșee de asecare; 2 — treaptă de lucru; 3 — rocă impermeabilă.

Filtrele aciculare se folosesc cu succes și pentru asecarea subterană a formațiunilor de roci în vederea săpării în bune condiții a lucrărilor miniere.

În ultimul timp sînt folosite filtrele aciculare de adîncime, cu ajutorul cărora nivelul apei coboară la 10—12 m adîncime. Filtrele aciculare sînt racordate la pompe centrifuge cu debit de 20—21 l/s, care la montare pompează apa cu o presiune de 5—6 atm. În felul



acesta, filtrul își creează singur lăcașul pentru plantare, curentul de apă spală părțile fine de rocă de sub virful și părțile laterale ale filtrelor lăsând în jurul filtrelor un material grăunțos și permeabil care permite circulația apei.

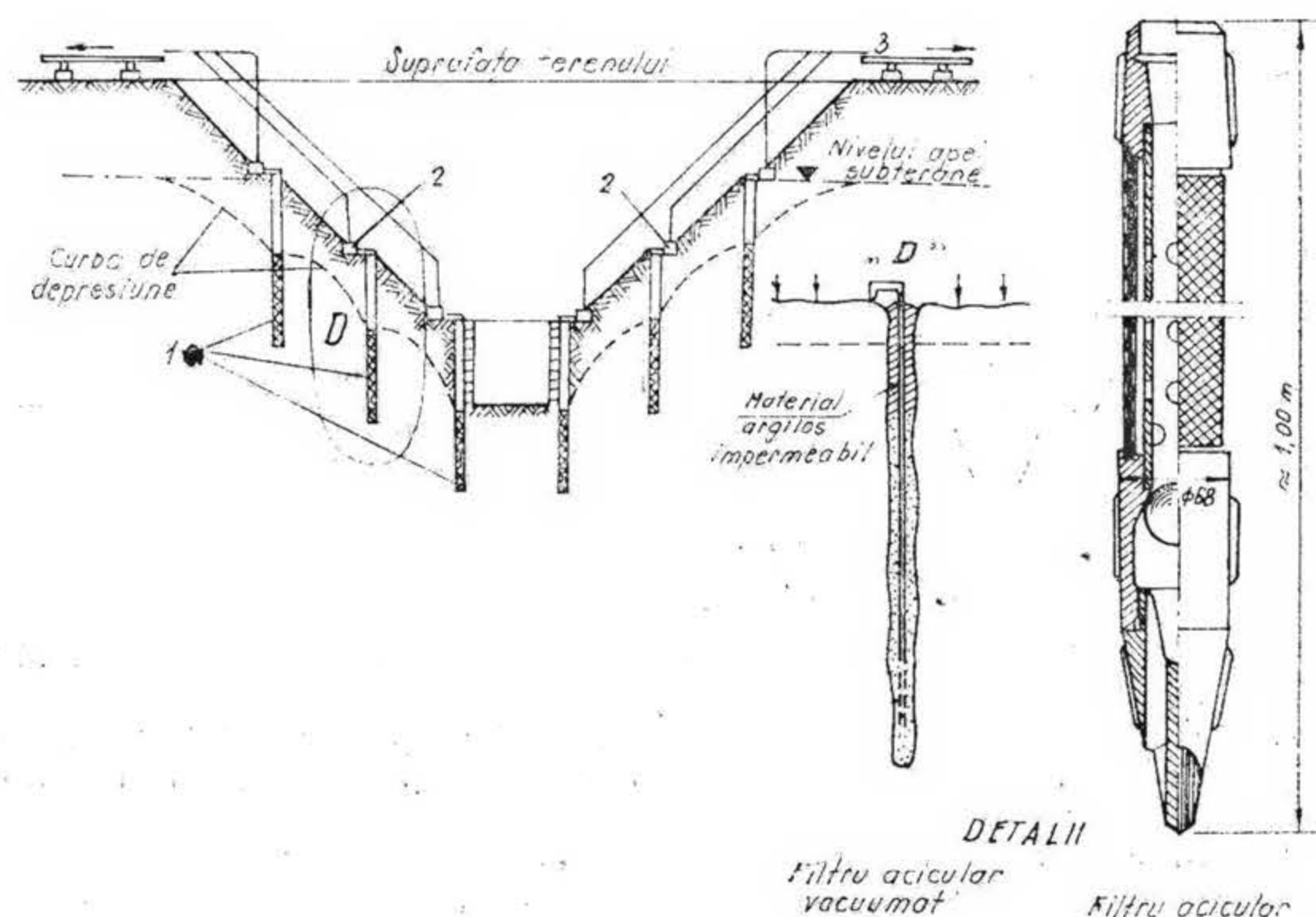


Fig. IX.44. Coborîrea nivelului apelor subterane prin mai multe nivele de filtre aciculare:

1 — filtre aciculare; 2 — stație de pompare; 3 — bazin de evacuare.

Instalațiile de filtre aciculare realizează o asecare avansată a rocilor, sînt simple și sigure în funcționare, dar consumă foarte multă energie, ceea ce duce la un cost de exploatare destul de ridicat.

### 5.3. ASECAREA PRIN FORAJE DE DRENARE

#### 5.3.1. ASECAREA CU FORAJE VERTICALE CU DIAMETRU MIC

Asecarea prin foraje de drenare, cu diametru mic, de mare adîncime se aplică numai acolo unde afluxul de apă este relativ mic (fig. IX. 45). Procesul constă în executarea unor găuri de sondă cu diametrul inițial de 12—24 inch și cu cel final de 8—18 inch. Găurile se sudează cu burlane obișnuite din oțel, iar în interiorul lor se introduc tuburile

de filtrare. Între acestea și burlanele de tubaj se introduce pietrișul filtrant, după care se extrage coloana de tubaj (total sau parțial). Apele care pătrund în aceste filtre sînt evacuate cu pompe de diferite tipuri (în special pompe submersibile) cu debite de 4—8 m³/min

#### 5.3.2. ASECAREA CU FORAJE ORIZONTALE

Se practică ca procedeu de bază sau ajutător de asecare. Găurile de sondă orizontale au lungimi maxime de 100—150m, o pantă spre gură de 2,5‰ și se execută cu instalații speciale de forat (fig. IX. 46).

Domeniul de aplicare al găurilor de sondă orizontale este foarte larg, dar cel mai indicat este pentru drenajul orizonturilor acvatice subțiri.

Lungimea găurilor de sondă orizontale în taluzurile marginale ale carierelor se determină din condiția de captare a părții principale a curentului de apă dincolo de suprafața potențială de alunecare a taluzului sau de surpare a treptei. La taluzurile de lucru lungimea lor se ia de 1,5—2,0 ori mai mare decît lățimea intrinsei de excavare. Ele se execută atît în substanța minerală utilă cît și în roca sterilă acviferă, se tubează și apoi se echipează cu filtre metalice, ceramice, din mase plastice, de azbociment sau de sticloplaste. De multe ori găurile se sondă orizontale de lungime mică (25—40 m) executate în stratul acvifer, de pe bermele treptelor pregătite pentru exploatare sau chiar aflate în exploatare, nu se tubează și funcționează astfel pînă la completa lor închidere.

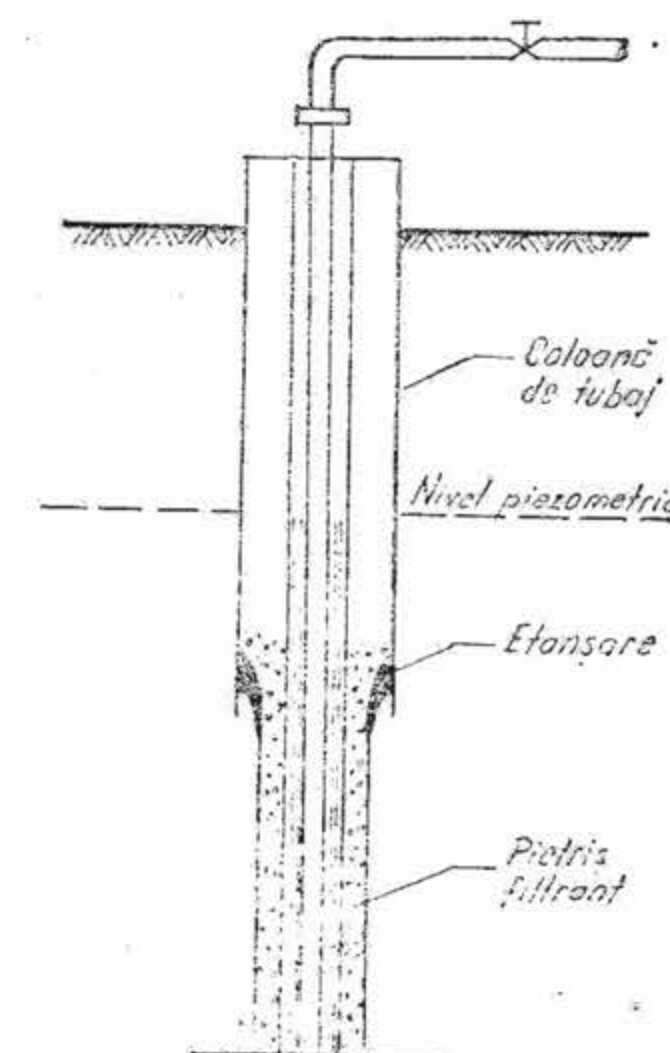


Fig. IX.45. Foraj vertical de drenare cu diametru mic.

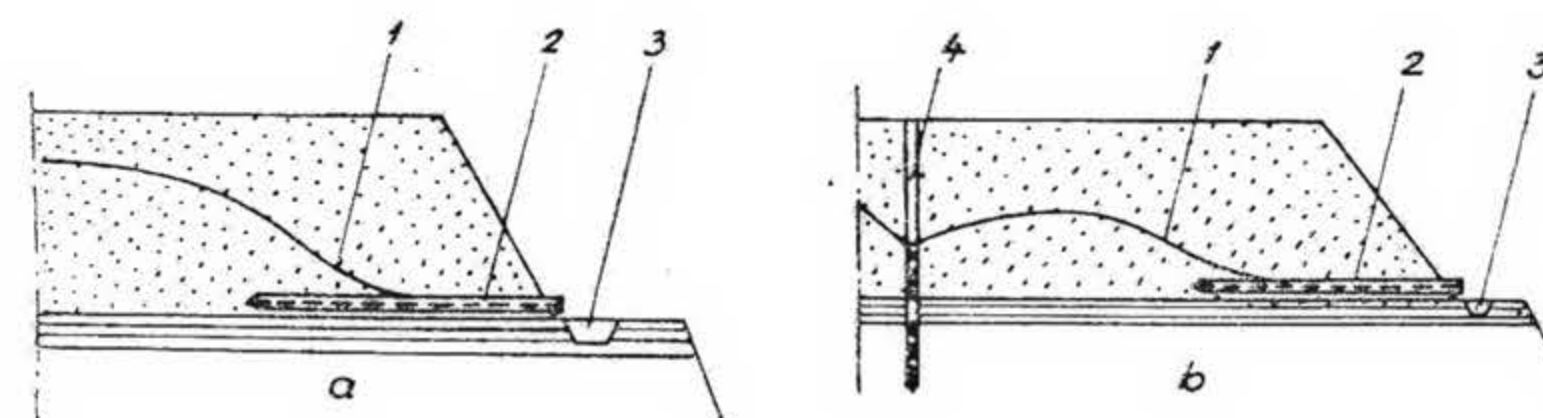


Fig. IX.46. Asecarea treptelor din cariere cu foraje orizontale:

a — folosirea pentru asecare numai a forajelor orizontale; b — folosirea pentru asecare a forajelor verticale de mare diametru și a forajelor orizontale; 1 — suprafața apelor subterane; 2 — gaură de sondă orizontală; 3 — șanț pentru evacuarea apei de pe treaptă; 4 — foraj vertical de diametru mare.



## 5.3.3. ASECAREA CU FORAJE SUBTERANE DE DRENAJ

Forajele subterane de drenaj sînt folosite pentru asecarea orizonturilor acvifere așezate la distanțe mari de lucrări miniere. Forajele subterane se execută din lucrările miniere pe adîncimi care pot să ajungă la 150—200 m și realizează o drenare a orizonturilor

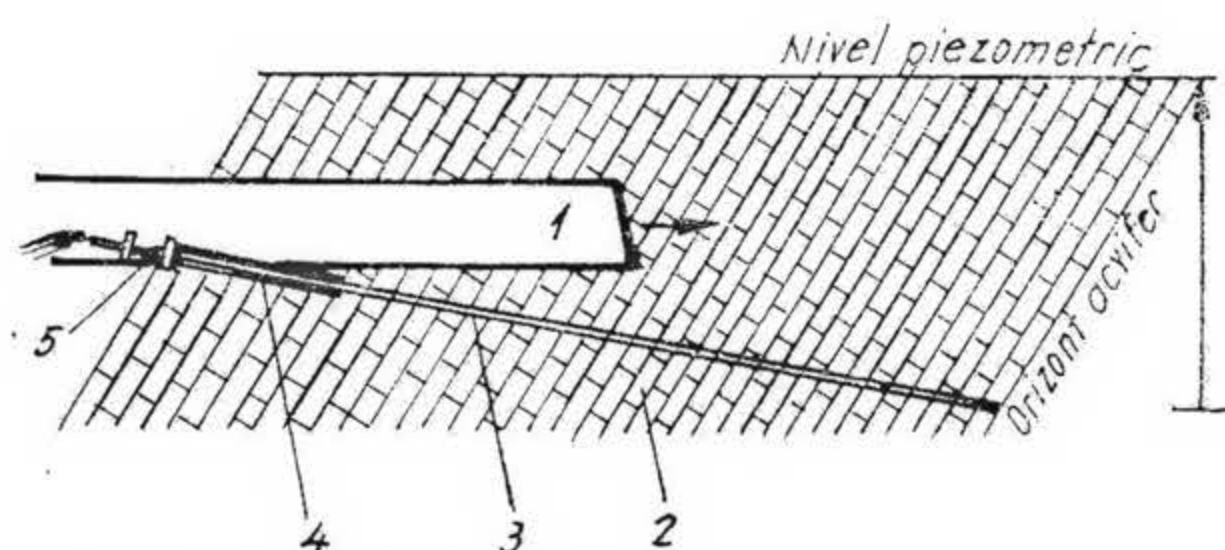


Fig. IX.47. Foraj frontal descendent:

1 — galerie transversală; 2 — calcare cu ape fisurale carstice; 3 — foraj; 4 — tub de ghidaj; 5 — ventil de presiune.

acvifere prin scurgere sau deversarea liberă a apei. Forajele subterane cunosc o largă răspîndire pentru asecarea rocilor fisurate și carstice.

În funcție de orientarea lor în spațiu, forajele subterane se împart în *foraje verticale ascendente* sau *descendente* și *foraje frontale orizontale* sau *inclinat*. Forajele verticale descendente și frontale inclinate descendent funcționează ca foraje de descărcare, deoarece deversarea apei din ele are loc numai atît timp cît nivelul dinamic este la o cîotă superioară celei de la gura forajului (fig. IX. 47). Aceste foraje se execută mecanic, cu diametre de

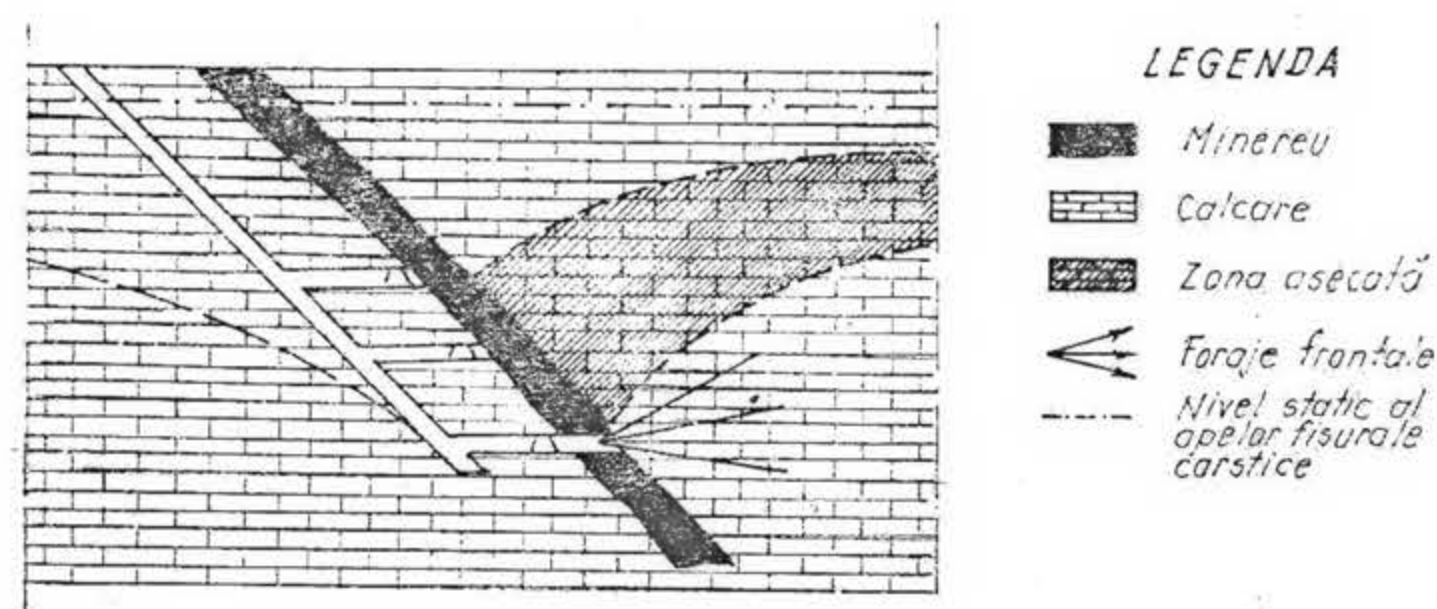


Fig. IX.48. Asecarea calcarelor carstice cu ajutorul forajelor în evantai.

200—300 mm, cu respectarea riguroasă a tuturor regulilor de protecția muncii prevăzute pentru cazul apropierii de zone cu ape carstice sau de zone cu lucrări miniere vechi, inundate.

Forajele se pot executa izolat sau în grupuri, sub formă de evantai, în toate direcțiile, atît orizontal cît și pe verticală (fig. IX. 48). Amplasarea în grupuri a forajelor este

necesară în special în cazul răspîndirii neuniforme a unor acumulări importante de ape fisurale—carstice.

Forajele frontale se folosesc și ca foraje de control pentru pilierul de protecție, în cazul cînd lucrările miniere se apropie de zone cu ape carstice sau zone cu lucrări vechi, inundate.

## 5.3.4. ASECAREA PRIN FORAJE DE MARE DIAMETRU DOTATE CU POMPE SUBMERSIBILE

**Construcția și funcționarea forajelor de mare diametru.** Asecarea cu foraje de drenare de mare diametru (puțuri de drenare) se aplică în țara noastră la zăcămintele cu condiții hidrogeologice dificile. Găurile de sondă au diametrul de 400—1500 mm, adîncimi care pot să ajungă la sute de metri și sînt săpate cu instalații speciale de foraj de mare randament.

Găurile de sondă se tubează și în interiorul lor se introduc filtrele sau tuburile filtrante. După introducerea filtrelor în găurile de sondă, tubajul acestora este scos la suprafață și forajul de asecare intră în probe și apoi în exploatare.

După montare, filtrul se spală cu apă sub presiune cu ajutorul unui cap de spălare fixat la garnitura de prăjină și prevăzut cu 2—3 orificii laterale. Instalarea pompei de adîncime se face după limpezirea apei din foraj.

Filtrul este elementul cel mai important la forajele de mare diametru, deoarece de modul cum este construit depinde cantitatea de apă ce intră în foraj, precum și funcționarea în condiții normale a acestuia.

Filtrele se aleg în funcție de compoziția granulometrică și proprietățile de filtrare ale rocilor acvifere, de compoziția chimică a apei și de termenul de funcționare a găurilor de sondă.

Filtrele folosite la asecare cu foraje de mare diametru pot fi de următoarele tipuri: cu orificii, cu fante, cu bobinaj de sîrmă, cu carcasă și bare metalice cu plasă și cu pietriș (fig. IX. 49).

Tubul filtrului se execută din oțel inoxidabil, fontă, cupru sau din alte materiale rezistente la acțiunea agresivă a apelor subterane, cum sînt: materialele plastice pe bază de policlorură de vinil, beton de calitate superioară etc.

Deschiderile sau orificiile pot avea forme alungite sau rotunde (fig. IX. 50).

Plasele pentru filtre sînt de mai multe feluri și se confecționează din țesături de plînză de alamă, cupru sau oțel inoxidabil cu diametrul firului între 0,25—1,25 mm.

Între tubul perforat și plasa de sîrmă se introduce o sîrmă de cupru de 2—3 mm grosime. Aceasta se înfășoară în spirală pe tubul perforat cu scopul de a împiedica obturarea fantelor de către plasă. Capetele sîrmei și ale plasei se sudează pe tubul filtrant făcînd corp comun.

Filtrul de sîrmă se deosebește de filtrul cu plasă prin faptul că peste tubul perforat sîrma de cupru de 2—3 mm grosime este dispusă de-a lungul generatoarei. Peste aceasta, în locul plasei obișnuite se înfășoară sîrma galvanizată cu diametrul de 3 mm, dispusă în spirale uniforme.

Filtrele cu plasă și filtrele de sîrmă au avantajul că sînt economice, nu necesită un diametru prea mare de forare, pot fi ușor curățate cînd se colmatează sau pot fi ușor înlocuite.



Aceste filtre prezintă dezavantajul că au un debit filtrant mic, se colmatează repede iar sitele metalice sînt supuse unei coroziuni chimice intense.

Din cauza dezavantajelor pe care le prezintă, filtrele cu plasă sînt aplicate din ce în ce mai puțin în lucrările de asecare din exploatarea miniere.

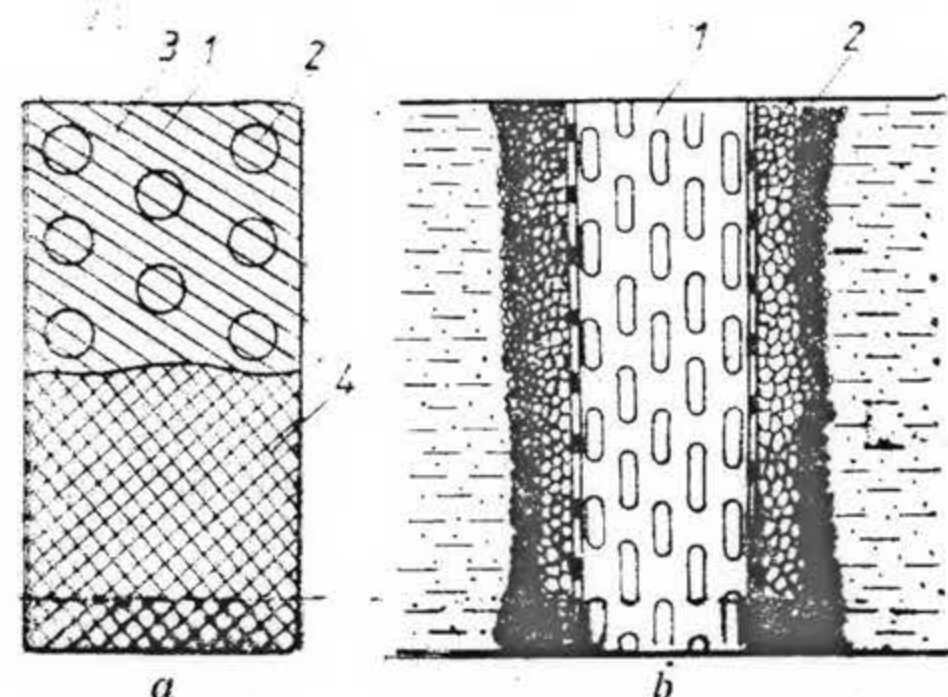


Fig. IX.49. Construcția filtrelor:  
a - filtru cu plasă; 1 - țevă perforată; 2 - orificiu de pătrundere a apei; 3 - sîrmă de cupru; 4 - plasă;  
b - filtru de pietriș; 1 - țevă perforată; 2 - strate filtrante.

Filtrele cu carcase din bare se folosesc în practica asecărilor, fiind caracterizate printr-un coeficient mare al suprafeței active. Un astfel de filtru (fig. IX. 51) este alcătuit din bare metalice verticale așezate pe inele suport, suprafață de filtrare și nervuri de siguranță de filtrare poate fi confecționată din diferite materiale, în funcție de timpul de exploatare și de agresivitatea apelor subterane. În cazul forajelor de drenaj cu funcționare limitată în timp și a apelor ne-agresive, suprafața de filtrare poate fi pregătită prin bobinarea fermei cu sîrmă de oțel. Pentru apele agresive se folosește sîrmă zincată sau oțel inoxidabil. În cazul rocilor fisurate, ca și pentru pietrișuri, suprafața de filtrare poate fi constituită numai din rețeaua de bare metalice.

Filtrul cu pietriș se compune din tubul perforat și pietriș, (fig. IX. 49 și IX. 52).

Tubul perforat se confecționează din metal sau din azbociment. Tuburile metalice, prin oxidare, se distrug repede, ceea ce duce la colmatarea mult prea timpurie a acestora, consum mare de metal și la un preț de cost ridicat.

Pietrișul se introduce în spațiul dintre tub și peretele găurii de sondă. Mărimea pietrișului care va constitui umplutura se stabilește folosindu-se relația:

$$D_1 = \frac{D_2}{2,5 - 4} = \frac{D_3}{10 - 16} \quad (\text{IX. 48})$$

Fig. IX.51. Filtru cu carcasă din bare metalice:  
1 - mufă de legătură; 2 - ghidaj inelar; 3 - bare metalice; 4 - inele de suport;  
5 - bobinaj de sîrmă; 6 - nervuri de siguranță.

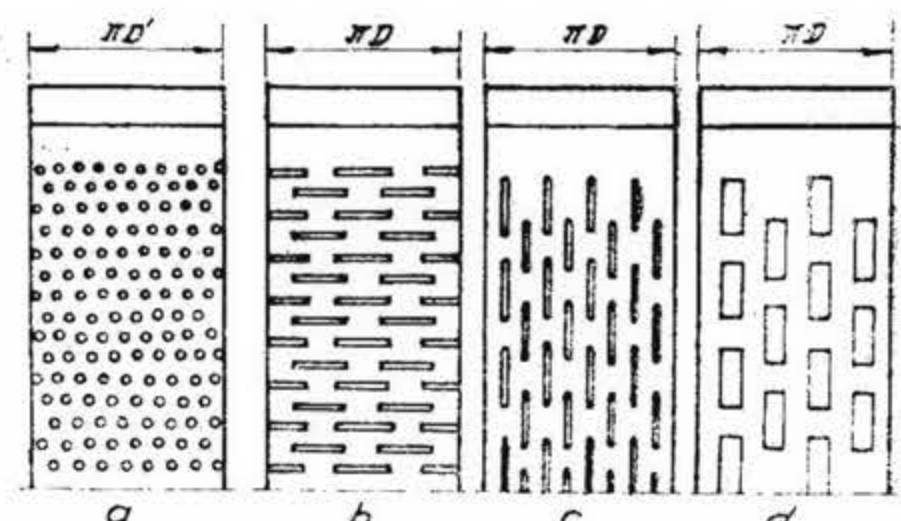


Fig. IX.50. Forma și dispunerea orificiilor pe tubul perforat desfășurat:  
a - orificii circulare; b-c - șlițuri; d - ferestre.

în care:  $D_1$  este diametrul mediu al nisipului acvifer;

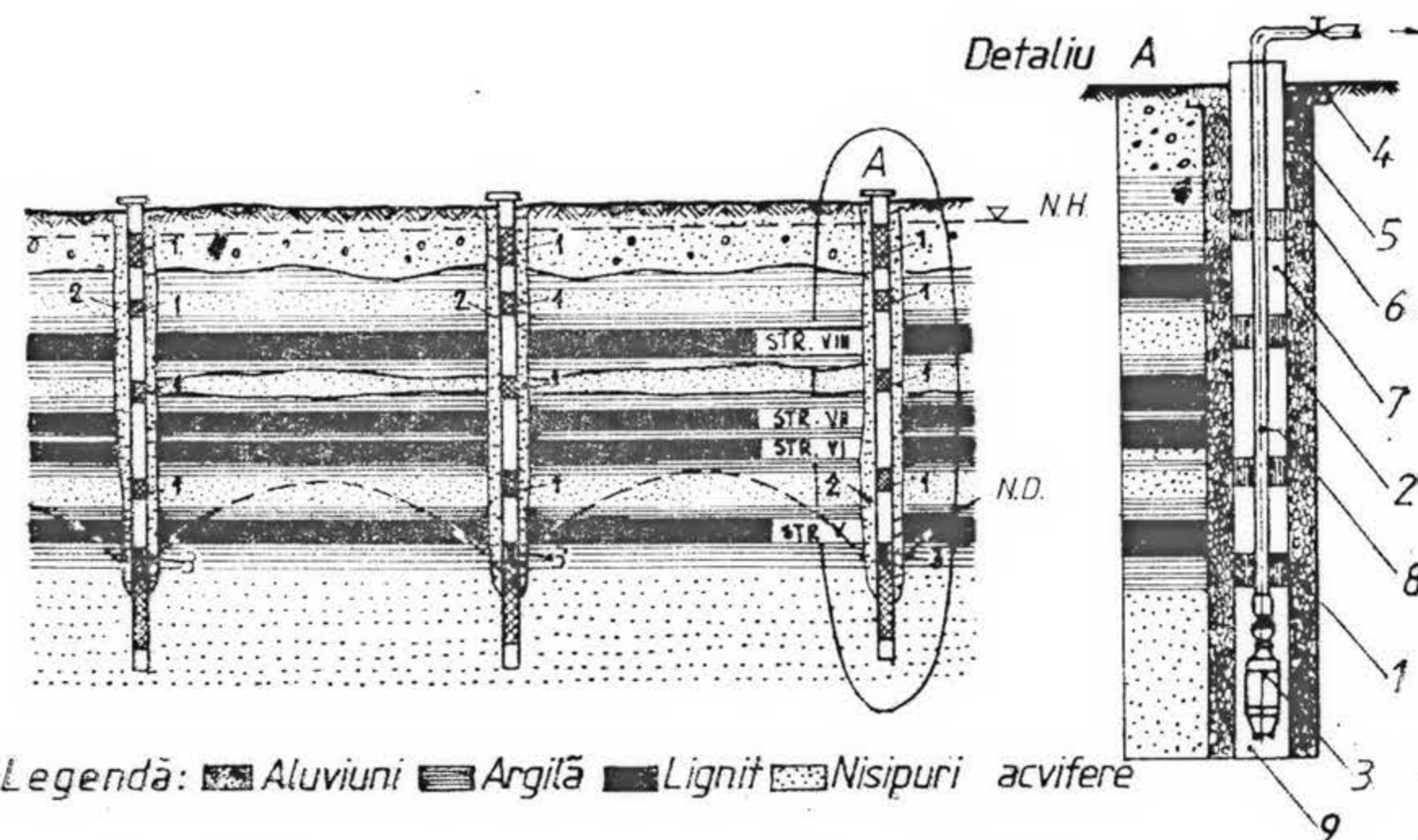
$D_2$  - diametrul pietrișului;

$D_3$  - diametrul orificiilor tubului filtrant.

Pentru realizarea filtrului din pietriș, în spațiul inelar dintre tubaj și tuburile filtrante se toarnă material de la suprafață, după ce a fost spălat și sortat la diametrele corespunzătoare specificate mai sus. Pe măsura introducerii pietrișului, coloana de tubaj se extrage la suprafață. Avînd în vedere că în timpul funcționării forajului umplutura filtrantă se tasează, aceasta trebuie executată de la început cu înălțimea mai mare decît porțiunile perforate ale tubului filtrant.

În cazul nisipurilor fine, pentru a folosi un tub perforat cu orificii mari este necesar ca umplutura să fie realizată din două sau trei straturi, ale căror granule să aibă succesiv diametre de 2,5-4 ori mai mari decît stratul anterior. Straturile de umplutură filtrantă se socotesc de la nisipul acvifer spre tubul filtrant, iar grosimea unuia nu trebuie să fie mai mică de 50 mm, pentru a asigura evitarea sufoziei.

Filtrele de pietriș durează mai mult decît cele cu plasă, iar circulația apei se face prin ele în condiții similare celor din natură. Au dezavantajul că necesită un diametru de forare mai mare și nu pot fi curățate cînd se colmatează.



Legendă: Aluviuni Argilă Lignit Nisipuri acvifere

Fig. IX.52. Asecare cu foraje de mare diametru echipate cu pompe submersibile:

1 - coloană filtrantă; 2 - filtru de pietriș; 3 - pompă submersibilă. Detaliul A: 1 - coloană filtrantă ( $\Phi = 400$  mm); 2 - pietriș mărgăritar ( $\Phi = 3-5$  mm); 3 - pompă submersibilă; 4 - gaură de foraj ( $\Phi = 1270$  mm); 5 - pietriș mărgăritar ( $\Phi = 7-15$  mm); 6 - gaură de foraj ( $\Phi = 900$  mm); 7 - tubaj definitiv ( $\Phi = 400$  mm); 8 - conductă de refulare ( $\Phi = 100-150$  mm); 9 - decantor ( $\Phi = 400$  mm).

Găurile de foraj sînt adînci și au diametru mare pentru a permite instalarea în interiorul tubului filtrant a pompelor submersibile care refulază la suprafață apa filtrată.

De mai mulți ani, în exploatarea la zi se fac experimentări asupra tubării forajelor (tuburi de mase plastice și de azbociment cu  $\Phi 400$  mm) și folosirii filtrelor de ceramică și cu eoloane nemetalice din betoane macroporoase pe schelet din azbociment (fig. IX. 53).



Acest sistem prezintă ca avantaje: funcționarea normală și de lungă durată a forajelor și pompelor submersibile; preîntâmpină avariile la utilajul de excavat în timpul interceptării forajelor; reduce substanțial consumul de oțel; reduce prețul de cost; partea filtrantă realizează o rezistență mică la intrarea apei în foraj, asigurând o capacitate mare

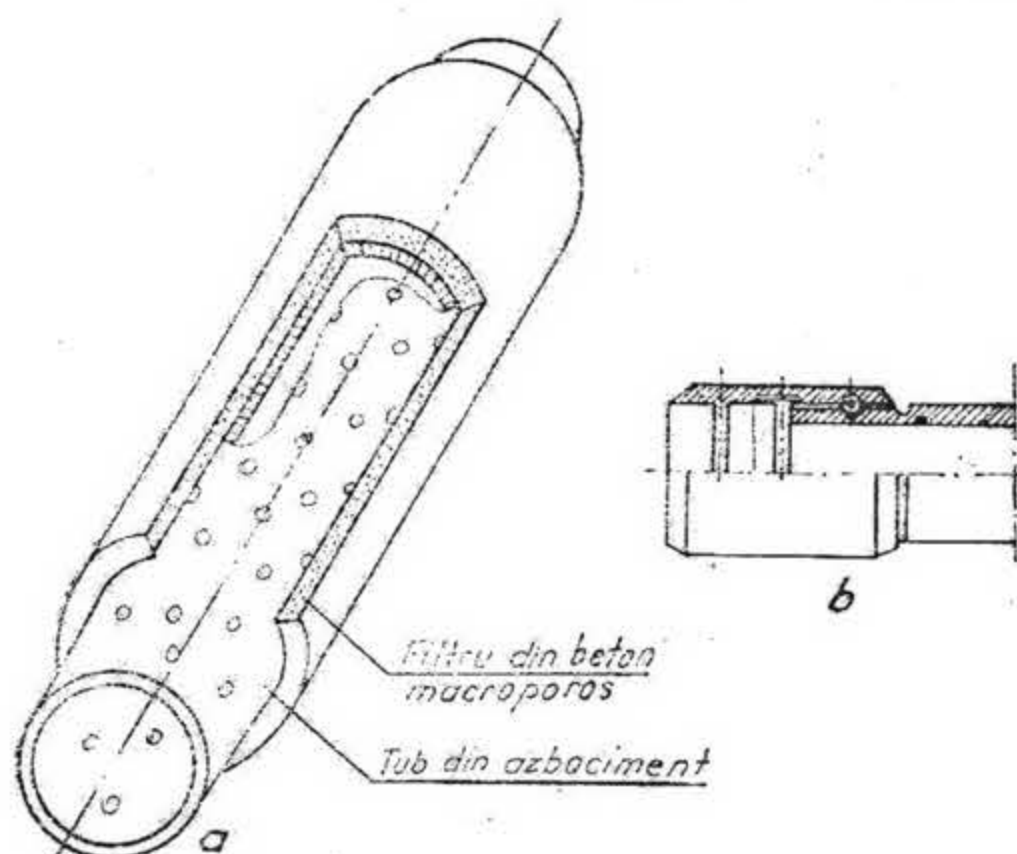


Fig. IX.53. Coloane filtrante nemetalice:

a — tuburi din azbociment cu filtre din betoane macroporoase; b — sistem de îmbinare a filtrelor.

de debitare; antrenarea particulelor fine de nisip din stratele acvifere nu mai are loc, evitându-se astfel înnisiparea forajelor etc.

Evacuarea apelor din foraje de asecare se face cu următoarele tipuri de pompe: centrifuge orizontale: centrifuge de adâncime cu transmisie; de adâncime submersibile; aerlift și ejector. Dintre acestea cele mai răspândite sunt pompele submersibile.

Pompele submersibile sunt folosite în condițiile hidrogeologice cele mai grele, datorită valorilor mari ale înălțimii de refulare și ale debitului pompat, greutatea lor mică, simplității operațiilor de montaj, demontaj și exploatare, posibilităților de automatizare completă și a costului redus.

Pentru buna funcționare a pompelor submersibile introduse în foraje, totdeauna după montarea filtrului trebuie făcută denisiparea forajului. Denisiparea este necesară pentru că pompele submersibile trebuie să evacueze apă curată, iar în jurul filtrului trebuie să se creeze o zonă cu permeabilitate mai ridicată.

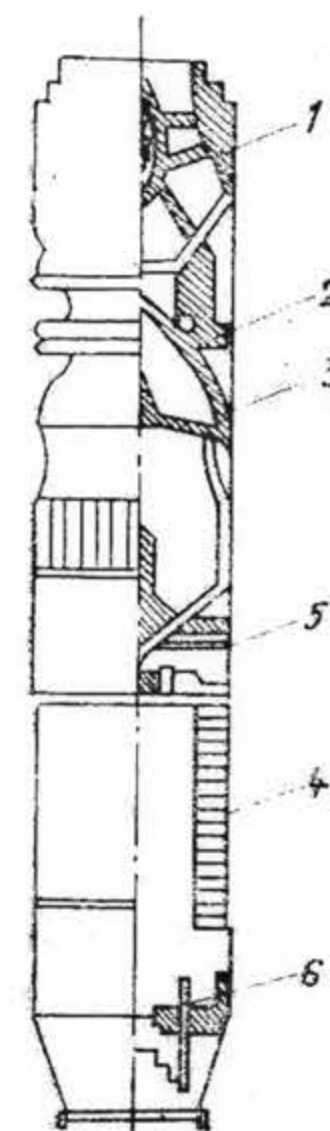
Denisiparea se face cu ajutorul aerliftului, a pompelor ejector sau a pompelor cu șurub. Debitul pompat la denisipare trebuie să fie cu cel mult 20% mai mare decât cel prevăzut în procesul de asecare.

Pentru săparea găurilor de sondă de mare diametru se folosesc metodele de foraj cu carotieră, elicoidal, rotativ cu spălare directă și inversă și cu turbină, în funcție de compoziția rocilor și, de asemenea, de diametrul și adâncimea găurilor de sondă.

În prezent pe șantierele din țara noastră, forajele de mare diametru se execută cu instalații de foraj de tip Salzgitter (R. F. G.),

Fig. IX.54. Pompă submersibilă:

1 — valvă de reținere; 2 — carcasa pompei; 3 — rotor; 4 — motor electric; 5 — cuplung; 6 — lagăr.



F. A-12 (România), URB-3 AM și AVB-TM (U. R. S. S.), iar asecarea propriu-zisă și evacuarea apelor se realizează cu pompe submersibile (fig. IX. 54) de tipul: Nautila 100 F, Nautila 150 G (Cehoslovacia); G-100/III (Polonia); U-25/133-300/470 (R. D. G.); E. T. V., AP, APV, APT, AP Vm (U. R. S. S.) și Hebe 50×2-65×6 (România).

Forajele de mare diametru echipate cu pompe submersibile sunt dotate cu aparatură automată de pornire—oprire și înregistrare a timpului de funcționare. Regimul de lucru al pompelor submersibile se calculează la productivitatea maximă a orizonturilor acvifere drenate și se reglează cu ajutorul sistemelor automate de dirijare a evacuării apelor.

Asecarea cu foraje de mare diametru prezintă numeroase avantaje, în sensul că lucrările de foraj se execută de la suprafață în condiții optime, debitele filtrelor sunt mari, iar durata de asecare este mică. Această metodă de asecare prezintă și inconveniente, deoarece utilajele folosite sunt numeroase și complicate, iar personalul de deservire trebuie să aibă calificarea în acest sens.

#### 5.4. ASECAREA PRIN LUCRĂRI LA ZI, SUBTERANE ȘI FORAJE

Metoda constă în combinarea lucrărilor miniere subterane cu lucrări de foraj și tranșei de asecare executate în fața frontului de lucru și pe perimetrul câmpului minier.

Metoda este foarte eficientă și sigură, însă este foarte costisitoare. Nu se aplică decât acolo unde condițiile permit săparea prin metode obișnuite a lucrărilor miniere subterane.

### 6. DETERMINAREA AFLUXULUI DE APĂ CĂTRE LUCRĂRILE DE ASECARE

#### 6.1. CALCULUL DEBITULUI DE ASECARE AL GALERIILOR DE DRENAJ

În funcție de condițiile locale de zăcămint, galeriile de drenaj pot fi amplasate în acoperișul zăcămintului, în culcușul zăcămintului sau în zăcămint.

În cazul amplasării galeriei de drenaj pe un strat impermeabil situat în acoperișul zăcămintului și în culcușul orizontului acvifer fără presiune (fig. IX. 55), debitul unitar  $q$  infiltrat pe unitate de lungime și printr-un perete al galeriei va fi:

$$q = K_f \frac{H^2 - h^2}{2R} \quad [\text{m}^3/\text{m} \cdot \text{zi}] \quad (\text{IX.49})$$



Pentru o lungime  $L$  a galeriei, rezultă un debit:

$$Q = L \cdot K_f \cdot \frac{H^2 - h^2}{2R} \quad [\text{m}^3/\text{zi}] \quad (\text{IX.50})$$

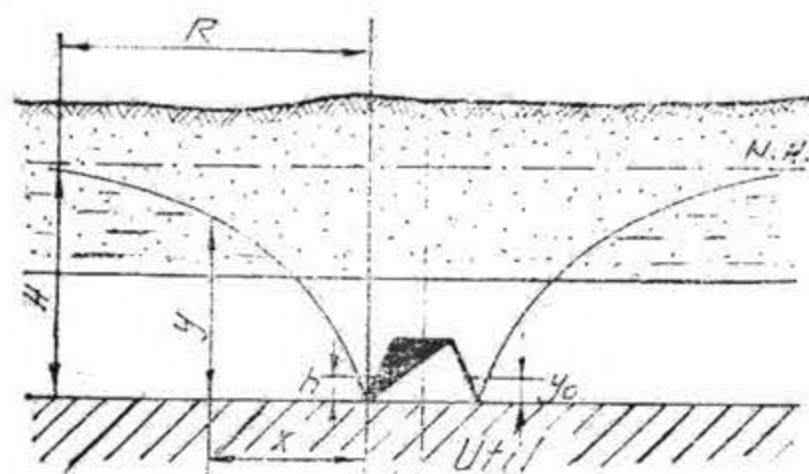


Fig. IX.55. Amplasarea galeriei de drenaj într-un strat cu permeabilitate redusă, situat în acoperișul zăcămintului și în culcușul orizontului acvifer fără presiune:

NH — nivel hidrostatic; ND — nivel hidro-dinamic.

iar pentru o galerie la care filtrarea se face prin ambii pereți va fi:

$$Q_t = L \cdot K_f \cdot \frac{H^2 - h^2}{R} \quad [\text{m}^3/\text{zi}] \quad (\text{IX.51})$$

unde:  $H$  este înălțimea nivelului static al apelor subterane, m;

$h$  — înălțimea nivelului apei lângă pereții galeriei, m;

$K_f$  — coeficient de filtrare, m/zi;

$R$  — raza de influență a asecării, m, ce se poate calcula cu relația:

$$R = \sqrt{\frac{3H \cdot K_f \cdot t}{K_c}} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.52})$$

în care:  $t$  este durata asecării, zile;

$K_c$  — coeficientul capacității de cedare al rocii.

Când raza de influență  $R$  nu este cunoscută, se folosește formula (IX. 51) sub forma:

$$Q_t = L \cdot K_f \cdot (H + h) \frac{H - h}{R} \quad [\text{m}^3/\text{zi}] \quad (\text{IX.53})$$

unde expresia  $\frac{H-h}{R}$  reprezintă panta medie  $I_0$  a curbei de depresiune și deci:

$$Q_t = L \cdot K_f \cdot (H + h) I_0 \quad [\text{m}^3/\text{zi}] \quad (\text{IX.54})$$

Valoarea lui  $I_0$  a fost determinată experimental pentru o serie de roci, unele din rezultate fiind prezentate în tabelul IX. 3.

În cazul amplasării galeriei de drenaj într-un orizont acvifer fără presiune, însă la o anumită distanță de stratul impermeabil din culcuș (fig. IX. 56), afluxul de apă către galerie se poate calcula în mod similar cazului precedent, în care  $H$  și  $h$  sînt înlocuiți respectiv prin  $H_0$  și  $h_0$ , adică

— debitul unitar va fi:

$$q = K_f \cdot \frac{H_0^2 - h_0^2}{2R} \quad [\text{m}^3/\text{zi}] \quad (\text{IX.55})$$

— debitul total:

$$Q_t = K_f \cdot L \cdot \frac{H_0^2 - h_0^2}{R} \quad [\text{m}^3/\text{zi}] \quad (\text{IX.56})$$

Tabelul IX.3

Panta medie a curbei de depresiune pentru diferite tipuri de roci

Tipul rocii	Panta medie, $I_0$
Roci foarte permeabile	0,003—0,006
Nisipuri grăunțoase pînă la nisipuri mărunte	0,006—0,02
Nisipuri fine pînă la nisipuri argiloase	0,02 —0,05
Roci slab argiloase	0,05 —0,1
Roci argiloase	0,1 —0,15
Argile grase	0,15 —0,2

unde  $H_0$  este grosimea zonei active a stratului acvifer și se calculează cu relația:

$$H_0 = 1,3 F \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.57})$$

în care:  $F$  este grosimea stratului de apă de la nivelul hidrostatic pînă la talpa galeriei, m;  
 $h_0$  — grosimea stratului acvifer, măsurată între nivelul apei lângă pereții galeriei și nivelul zonei active și egal cu:

$$h_0 = H_0 - s \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.58})$$

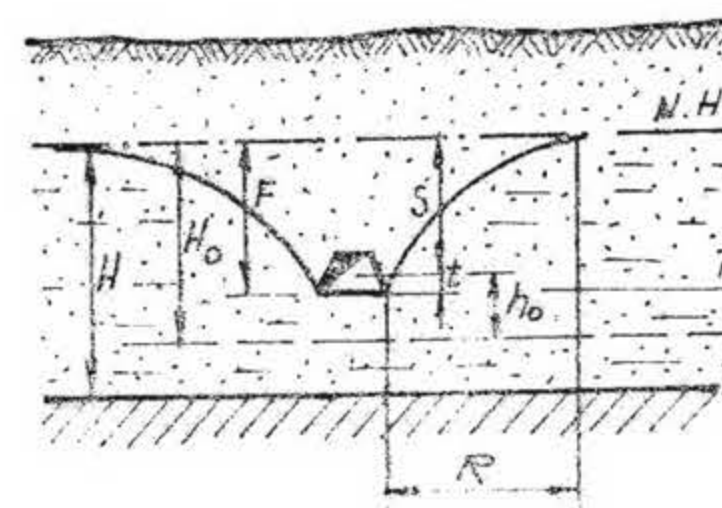


Fig. IX.56. Amplasarea galeriei de drenaj într-un orizont acvifer fără presiune:

NH — nivel hidrostatic.

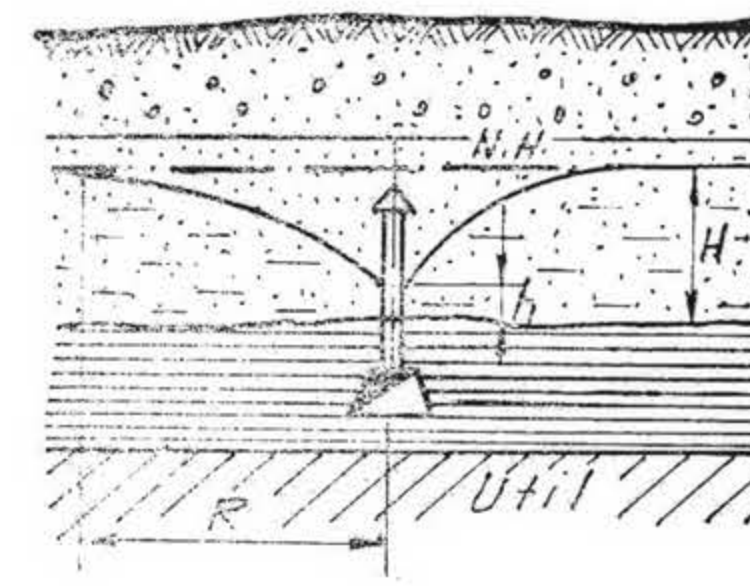


Fig. IX.57. Asecarea cu galerii de drenaj și filtre penetrante.

$s$  — scăderea nivelului hidrostatic al apelor subterane, m.

În cazul în care galeriile de drenaj sînt amplasate în roci impermeabile, iar pentru asecare se folosesc filtrele penetrante (fig. IX. 57), debitul unui filtru penetrant izolat,



pentru orizonturi acvifere freatice, se poate calcula cu formula:

$$q = 1,366 \cdot K_f \cdot \frac{H^2 - h^2}{\lg \frac{R}{r}} \quad [\text{m}^3/\text{h}] \quad (\text{IX.59})$$

iar la orizonturi acvifere captive cu formula:

$$q = 2,73 \cdot K_f \cdot M \cdot \frac{H - h}{\lg \frac{R}{r}} \quad [\text{m}^3/\text{h}] \quad (\text{IX.60})$$

în care:  $H$  este înălțimea nivelului static al apelor subterane, m;

$h$  — nivelul apei în stratul acvifer lângă filtru, m;

$K$  — coeficientul de filtrare, m/h;

$R$  — raza de influență a asecării, m;

$r$  — raza filtrului penetrant, m;

$M$  — grosimea stratului acvifer captiv, m.

La asecarea forțată cu galerii de drenaj și filtre penetrante prevăzute cu vacuum, debitele filtrelor,  $q$ , se determină cu relațiile:

— pentru formațiuni acvifere freatice:

$$q = 1,366 \cdot K_f \cdot \frac{(2H - s - h_v)(s + h_v)}{\lg R - \lg r} \quad [\text{m}^3/\text{h}] \quad (\text{IX.61})$$

— pentru formațiuni acvifere captive:

$$q = 2,73 \cdot K_f \cdot \frac{M(s + h_v)}{\lg R - \lg r} \quad [\text{m}^3/\text{h}] \quad (\text{IX.62})$$

unde  $s$  este coborîrea nivelului hidrostatic sau piezometric, m;

$h_v$  — depresiunea de vacuumare, m  $\text{H}_2\text{O}$ .

## 6.2. CALCULUL AFLUXULUI DE APĂ ÎN PUȚURI ȘI FORAJE

Pentru determinarea afluxului de apă în puțuri și foraje este necesar a se cunoaște profilul hidrogeologic, nivelul apei și coeficientul de filtrare pentru fiecare strat acvifer.

Debitul fiecărui strat acvifer se poate determina prin pompări experimentale și cu ajutorul unor formule de calcul.

Prin debitul unui puț se înțelege debitul constant care se scurge spre puț din zona pînii de asecare, după ce oglinda apei în secțiunea puțului se menține la nivel constant. Menținerea nivelului constant arată existența unui echilibru între debitul alimentat de

curentul de apă subteran și cel refulat de pompa din puț. Debitul puțurilor de asecare se calculează în condițiile rocilor omogene și neomogene cu substrat impermeabil orizontal sau înclinat pentru roci acvifere cu nivel liber sau sub presiune și pentru puțuri perfecte sau imperfecte.

Relațiile de calcul a asecării prin puțuri și foraje sînt redată în tabelul IX.4.

## 6.3. CALCULUL INTERACȚIUNII PUȚURILOR DE ASECARE ÎN CAZUL ASECAȚII SIMULTANE PRIN MAI MULTE PUȚURI

Acest procedeu de asecare este utilizat în special la zăcămintele de lignit, ale căror strate se găsesc sub nivelul hidrostatic al apelor. Puțurile de asecare formează în acest caz sisteme de asecare care lucrează în interferență.

Calculul unui sistem inelar de asecare (fig. IX. 58) se poate face cu formulele lui Forchheimer, care permit determinarea debitului total al sistemului care lucrează în interacțiune.

Pentru condițiile unui strat acvifer freatic, relația de calcul este:

$$Q_t = 1,366 K_f \frac{H^2 - y^2}{\lg R - \lg \sqrt[n]{x_1 \cdot x_2 \cdot \dots \cdot x_n}} \quad [\text{m}^3/\text{h}] \quad (\text{IX.84})$$

în care:  $K_f$  este coeficient de filtrare, m³/h;

$H$  — înălțimea nivelului static al apelor freatice, m;

$x_1, x_2, \dots, x_n$  — distanța puțurilor față de un punct oarecare A, ales în cîmpul de coborîre al nivelului static, m;

$y$  — înălțimea nivelului dinamic al apelor freatice în punctul A ales;

$n$  — numărul puțurilor care lucrează în interacțiune;

$R$  — raza de influență a scăderii nivelului static, sau distanța de la centrul de greutate al sistemului de puțuri pînă la conturul cîmpului de coborîre care corespunde aproximativ cu un cerc, m.

Dacă:  $x_1 = x_2 = x_3 = \dots = x_n = x_0$   
se poate scrie:

$$Q_t = 1,366 K_f \frac{H^2 - y^2}{\lg R - \lg x_0} \quad [\text{m}^3/\text{h}] \quad (\text{IX.85})$$

În condițiile cunoașterii denivelării  $s = H - y$ , relația de calcul devine:

$$Q_t = 1,366 K_f \frac{s(2H - s)}{\lg R - \lg x_0} \quad [\text{m}^3/\text{h}] \quad (\text{IX.86})$$

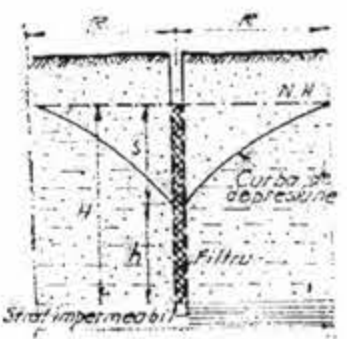
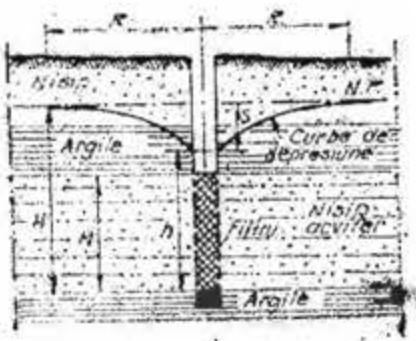
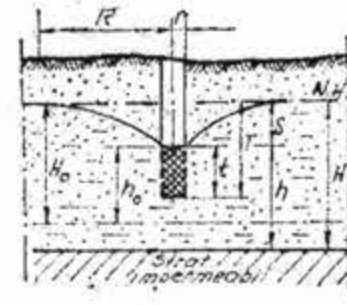
Pentru condițiile unui orizont acvifer artezian relația de calcul este:

$$Q_t = 2,73 K_f M \frac{H - y}{\lg R - \lg \sqrt[n]{x_1 \cdot x_2 \cdot \dots \cdot x_n}} \quad [\text{m}^3/\text{h}] \quad (\text{IX.87})$$

În care notațiile au aceeași semnificație, iar  $M$  este grosimea orizontului artezian.



## Debitul puțurilor

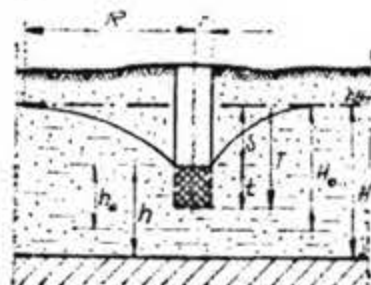
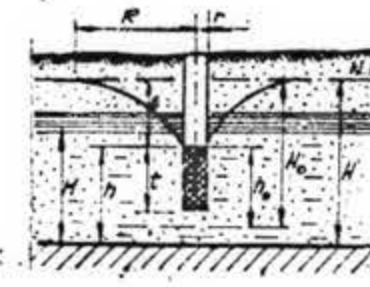
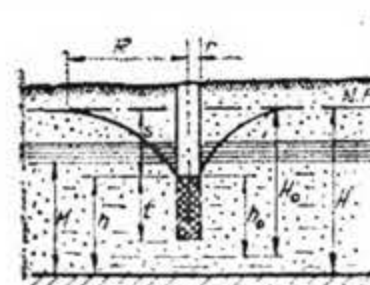
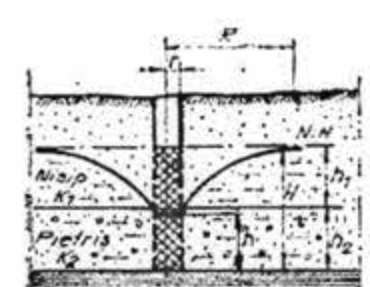
Nr. crt.	Tipul puțului	Felul stratului acvifer	Pătrunderea apei în puț
0	1	2	3
1.	Puț perfect	<p>— Strat acvifer cu nivel liber</p>  <p>Fig. 1</p> <p>Puț acvifer freatic perfect.</p>	<p>Pătrunderea apei se face pe întreaga suprafață a puțului, de la stratul impermeabil până la baza pilaiei de depresiune</p>
		<p>— Strat acvifer sub presiune</p>  <p>Fig. 2</p> <p>Puț artezian perfect.</p>	<p>Pătrunderea apei se face pe periferia puțului și pe întreaga grosime a stratului acvifer</p>
2	Puț imperfect	<p>— Strat acvifer cu nivel liber</p>  <p>Fig. 3</p> <p>Puț freatic imperfect cu pereți laterali permeabili.</p>	<p>Pătrunderea apei se face numai prin pereți, fundul puțului fiind închis</p>

## Tabelul IX.4

## de asecare

Formula de calcul a debitului	Semnificația notațiilor	Observații
4	5	6
$Q = 1,366 K_f \frac{H^2 - h^2}{\lg R/r} \text{ [m}^3/\text{h]} \quad (\text{IX.63})$ $Q = 1,366 K_f \frac{2H - S}{\lg R/r} \cdot S \text{ [m}^3/\text{h]} \quad (\text{IX.64})$ <p>Debitul specific:</p> $q = 1,366 K_f \frac{2H - 1}{\lg R/r} \text{ [m}^3/\text{h]} \quad (\text{IX.65})$ <p>Coefficientul de filtrare:</p> $K_f = 0,73 \frac{Q \cdot \lg R/r}{H^2 - h^2} \text{ [m/h]} \quad (\text{IX.66})$	<p>$K_f$ — coeficient de filtrare, m/h;  $H$ — înălțimea nivelului hidrostatic al apelor, m;  $h$ — înălțimea coloanei de apă, în timpul pomparii, m;  $R$ — raza de influență, m;  $r$ — raza puțului, m;  $S$ — denivelarea în puț, m.</p>	<p>Prin <i>puțuri perfecte</i> se înțeleg lucrările hidrogeologice care au fost executate până la stratul impermeabil de bază, iar în cazul apelor sub presiune filtrul este plasat pe întreaga dezvoltare a stratului acvifer. <i>Debitul specific</i> reprezintă cantitatea de apă care pătrunde în puț în unitatea de timp pentru o denivelare $s = 1$ m.</p>
$Q = 2,73 K_f M \frac{H - h}{\lg R/r} \text{ [m}^3/\text{h]} \quad (\text{IX.67})$ $Q = 2,73 K_f M \frac{S}{\lg R/r} \text{ [m}^3/\text{h]} \quad (\text{IX.68})$ $q = 2,73 K_f \frac{M}{\lg R/r} \text{ [m}^3/\text{h]} \quad (\text{IX.69})$ $K_f = 0,366 \frac{Q \cdot \lg R/r}{M(H - h)} \text{ [m/h]} \quad (\text{IX.70})$	<p>$M$ — grosimea stratului acvifer sub presiune, m;  $H$ — înălțimea nivelului piezometric, m;  $h$ — înălțimea coloanei de apă în puț, m.</p>	
$Q_i = 1,366 K_f \frac{H_0^2 - h_0^2}{\lg R/r} \cdot \sqrt{\frac{t}{h}}$ $\cdot \sqrt{\frac{2h - t}{h}} \text{ [m}^3/\text{h]} \quad (\text{IX.71})$ $Q_i = 1,366 K_f \frac{H_0^2 - h_0^2}{\lg R/r} \text{ [m}^3/\text{h]} \quad (\text{IX.72})$	<p>$H_0$ — înălțimea nivelului static în raport cu poziția nivelului de influență, m;  $H_0 = 1,33 (S + t)$ [m].  $h_0$ — înălțimea nivelului dinamic al apei în puț față de nivelul de influență, m.  $S = H_0 - h_0$ [m]  $S$ — denivelarea apei în puț, m;  $t$ — înălțimea coloanei de apă în puț, m.</p>	<p>Prin <i>puțuri imperfecte</i> se înțeleg lucrările hidrogeologice care nu au fost săpate până la stratul impermeabil sau filtrele nu sînt construite pe toată grosimea stratului acvifer. Din punct de vedere constructiv se deosebesc două tipuri de puțuri imperfecte: cu pereții laterali permeabili; cu talpa și pereții laterali permeabili.</p>

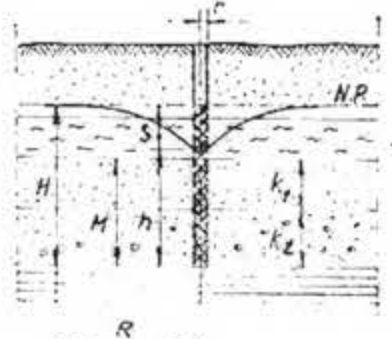
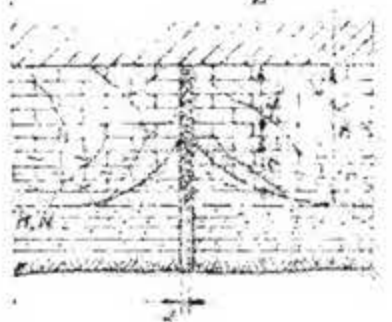


0	1	2	3
		<p>Puț freatic imperfect, cu talpa și pereții laterali permeabili.</p>  <p>Fig. 4</p>	<p>Pătrunderea apei se face prin talpa și pereții laterali ai puțului</p>
		<p>Strat acvifer sub presiune</p>  <p>Fig. 5</p> <p>Puț artezian imperfect cu pereții laterali permeabili.</p>	<p>Pătrunderea apei se face numai prin pereții puțului</p>
		 <p>Fig. 6</p> <p>Puț artezian imperfect, cu talpa și pereții laterali permeabili.</p>	<p>Pătrunderea apei se face prin talpa și pereții laterali ai puțului</p>
3.	<p>Puț săpat în roci acvifere neomogene</p> <p>— Strat acvifer cu nivel liber</p>  <p>Fig. 7</p> <p>Puț freatic perfect săpat în roci acvifere neomogene.</p>	<p>Pătrunderea apei în puț se face pe întreaga suprafață laterală a puțului</p>	

Tabelul IX.4 (continuare)

4	5	9
$Q = 1,366 K_f \frac{H^2 - h^2}{\lg R/r} \cdot \sqrt{\frac{t + 0,5 r}{h}} \cdot \sqrt{\frac{2h - t}{h}} \text{ [m}^3/\text{h]} \quad (\text{IX.73})$		
$Q = 2,73 K_f \cdot M \frac{h - H}{\lg R/r} \cdot \sqrt{\frac{t}{M}} \cdot \sqrt{\frac{2M - t}{M}} \text{ [m}^3/\text{h]} \quad (\text{IX.74})$		
$Q = 2,73 K_f \cdot M \frac{H - h}{\lg R/r} \cdot \sqrt{\frac{t + 0,5 r}{M}} \cdot \sqrt{\frac{2M - t}{M}} \text{ [m}^3/\text{h]} \quad (\text{IX.75})$		
$Q = 1,366 K_{om} \frac{H^2 - h^2}{\lg R - \lg r} \text{ [m}^3/\text{h]} \quad (\text{IX.76})$ $Q = 1,366 K_{om} \frac{(2H - S) \cdot S}{\lg R/r} \text{ [m}^3/\text{h]} \quad (\text{IX.77})$ $K_{om} = \frac{K_1 \cdot h_1 + K_2 \cdot h_2}{h_1 + h_2} \text{ [m/h]} \quad (\text{IX.78})$	<p>$K_{om}$ — coeficient de filtrare orizontal mediu; $h_1$ și $h_2$ — grosimile formațiunilor acvifere neomogene; $K_1$ și $K_2$ — coeficienți de filtrare ai celor două formațiuni neomogene.</p>	



0	1	2	3
		— Strat acvifer sub presiune	Pătrunderea apei se face pe periferia puțului și pe întreaga grosime a stratului acvifer
		 <p>Fig. 8</p> <p>Puț artesian perfect săpat în roci acvifere neomogene</p>	
4	Puț săpat în roci fisurate	— Strat acvifer freatic (fisurație uniformă și permeabilitate ridicată)	Pătrunderea apei în puț se face pe întregul contur al acestuia
		 <p>Puț freatic perfect săpat în roci fisurate</p>	
		— Strat acvifer sub presiune	

Făcând aceleași înlocuiri, relația de calcul devine:

$$Q_t = 2,73 K_f M \frac{s}{\lg R - \lg x_0} \quad [\text{m}^3/\text{h}] \quad (\text{IX.88})$$

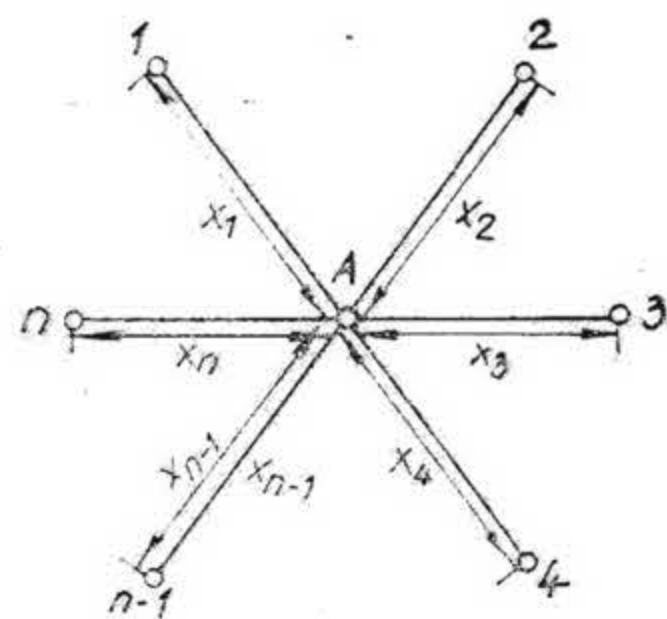


Fig. IX.58. Schema de calcul a asecării simultane prin mai multe puțuri.

Tabelul IX.4 (continuare)

4	5	6
$Q = 2,73 \cdot K_{om} \cdot M \frac{H-h}{\lg R/r} \quad [\text{m}^3/\text{h}] \quad (\text{IX.79})$ $Q = 2,73 \cdot K_{om} \frac{S}{\lg R/r} \quad [\text{m}^3/\text{h}] \quad (\text{IX.80})$	Notațiile au aceeași semnificații ca și în relațiile de mai sus	
$Q = 2 K_f \cdot H \sqrt{r(H-h)} \quad [\text{m}^3/\text{h}] \quad (\text{IX.81})$	Notațiile au aceeași semnificație ca și în relațiile de mai sus	În roci fisurate modul de curgere a apei depinde de dimensiunile fisurilor și viteza de mișcare a apei. În fisurile cu dimensiuni mici și repartizarea uniformă în masa rocii, curgerea are caracter laminar. În rocile cu fisuri și goluri mari, curgerea are un caracter turbulent. În unele cazuri există o circulație mixtă-laminară, alterind cu cea turbulentă
$Q = 2 MK_t r(H-h) \quad [\text{m}^3/\text{h}] \quad (\text{IX.82})$ $K_t = K \cdot I_{crit} \quad [\text{m/zi}] \quad (\text{IX.83})$ <p>coeficient de permeabilitate în regim turbulent</p>		

În baza relațiilor (IX. 86) și (IX. 88) se poate afirma că debitul unui grup de puțuri situat pe periferia unui cerc este egal (cu debitul unui puț teoretic, care ar fi caracterizat printr-o rază a coloanei egală cu  $x_0$  (raza cercului determinat de grupul de puțuri) și cu o scădere a nivelului apei  $S$  egală cu aceea a unui puț situat în centrul sectorului de asecare.

Dacă se consideră suprafața de asecat  $F$ , atunci raza  $x_0$  va fi:

$$x_0 = \sqrt{\frac{F}{\pi}} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.89})$$

Relațiile de calcul prezentate pot fi aplicate și în cazul plasării prizelor de apă pe perimetrul unui dreptunghi la care raportul lungimii față de lățimea nu depășește valoarea 5.



## 6.4. CALCULUL DEBITULUI DE ASECARE AL TRANȘEELOR DE ASECARE

Debitul de asecare al tranșeei (fig. IX. 59) se stabilește în funcție de modul cum pătrunde apa în tranșee. În cazul cînd afluxul de apă se formează pe un singur perete, debitul unitar de asecare se calculează cu relația:

$$q_1 = K_f \cdot \frac{H^2 - h^2}{2R} \quad [\text{m}^3/\text{m zi}] \quad (\text{IX.90})$$

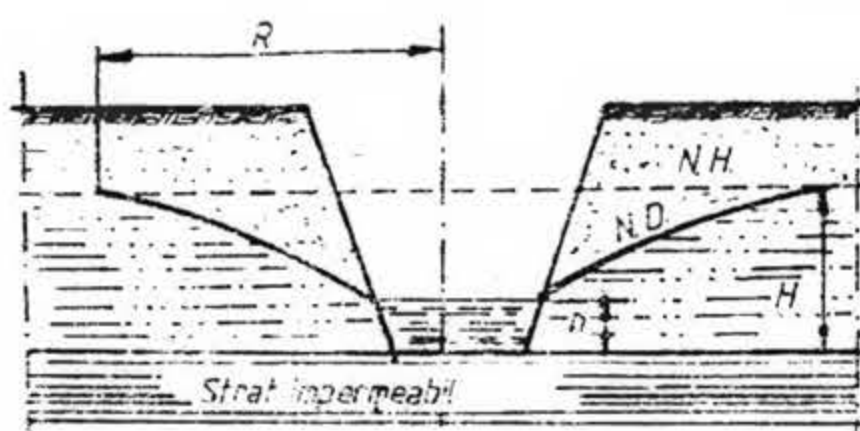


Fig. IX.59. Tranșee de asecare:  
NH — nivel hidrostatic; ND — nivel hidrodynamic.

În cazul pătrunderii apei prin ambii pereți, debitul unitar se dublează:

$$q = K_f \cdot \frac{H^2 - h^2}{R} \quad [\text{m}^3/\text{m zi}] \quad (\text{IX.91})$$

iar debitul  $Q$  pe lungimea  $L$  de tranșee se calculează cu formula:

$$Q = K_f L \frac{H^2 - h^2}{R} \quad [\text{m}^3/\text{zi}] \quad (\text{IX. 92})$$

în care:  $H$  este înălțimea nivelului static al apelor subterane, m;  
 $h$  — înălțimea nivelului apei în tranșee, m;  
 $R$  — raza de influență a asecării, m;  
 $K_f$  — coeficient de filtrare, m/zi;  
 $L$  — lungimea lucrării de asecare, m.

## 7. DIMENSIONAREA LUCRĂRILOR DE ASECARE

### 7.1. DIMENSIONAREA PUȚURILOR DE ASECARE

La dimensionarea puțurilor de asecare se ține seama de faptul că viteza de curgere a apei în puț trebuie menținută atât de mică, încît apa să nu antreneze nisip. Pentru calculul vitezei admisibile de intrare a apei în puț, W. S i c h a r d t recomandă relația:

$$V = \frac{\sqrt{K_f}}{15} \quad [\text{m/s}] \quad (\text{IX.93})$$

în care  $K_f$  are aceeași semnificație.

Suprafața de filtrare,  $F$  a apei în puțul de asecare se poate determina cu relația:

$$F = \frac{q_r}{v_a \cdot \varphi_v \cdot n_e} \quad [\text{m}^2] \quad (\text{IX.94})$$

în care:  $q_r$  este debitul maxim admis la refulare,  $\text{m}^3/\text{s}$ ;  
 $v_a$  — viteza admisă de curgere a apei în puț,  $\text{m/s}$ ;  
 $\varphi_v$  — coeficientul de siguranță pentru viteză cu scopul de a se evita antrenarea nisipului;  
 $n_e = 0,2-0,35$  — porozitatea efectivă a nisipului (secțiunea porilor față de secțiunea nisipului în strat).

Ținînd seama de indicația lui W. Sichardt, că panta piezometrică de curgere a apei la pereții puțului nu poate depăși valoarea  $I_0 = \frac{1}{\sqrt{15 K_f}}$ , dar avînd în vedere și necesitatea asigurării unui anumit debit  $q_r$  la refulare, raza puțului de asecare va avea o anumită valoare minimă,  $r_{min}$ , ce se deduce din relația:

$$q_r = 2\pi \cdot r_{min} \cdot h \cdot \frac{K_f}{15\sqrt{K_f}} \quad [\text{m}^3/\text{s}] \quad (\text{IX.95})$$

de unde rezultă:

$$r_{min} = \frac{15 q_r}{2\pi h \sqrt{K_f}} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.96})$$

în care:  $h$  este înălțimea apei în puțul de asecare, m;  
 $K_f$  — coeficientul de filtrare, m/s.

### 7.2. CALCULUL RAZEI DE INFLUENȚĂ A PUȚURILOR DE ASECARE

Raza de influență a puțurilor de asecare reprezintă distanța de la axul puțului de asecare pînă la conturul exterior al conului de depresiune, unde nivelul apei corespunde nivelului piezometric inițial.

Raza de influență depinde de coeficientul de filtrare, dimensiunile stratului drenat, modul de alimentare al acestuia, valoarea resurselor statice ale orizontului acvifer respectiv și capacitatea de cedare, numărul puțurilor sau forajelor de drenare și amplasarea acestora, puterea curenților subterani curgători, intensitatea evacuării apelor din lucrările de drenare și durata drenajului.

Determinarea razei de influență a asecării se poate face analitic, empiric, experimental și grafic. Relațiile de calcul ale razei de influență a asecării sînt redată în tabelul IX.5.



Calculul razei de influență a asecării

Nr. crt.	Tipul drenului de asecare	Formula de calcul		Semnificația notațiilor	Observații
		1	2		
1.	Puț freatic perfect	a) Determinarea analitică $\lg R = \frac{1,366 K_f (H^2 - h^2)}{Q} + \lg r \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.97})$ $* \lg R = \frac{S_1(2H - S_1) \lg X_2 - S_2(2H - S_2) \lg X_1}{(S_1 - S_2)(2H - S_1 - S_2)} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.98})$ $** \lg R = \frac{S_0(2H - S_0) \lg X_1 - S_1(2H - S_1) \lg r}{(S_0 - S_1)(2H - S_0 - S_1)} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.99})$		$Q$ — Debitul puțului de asecare determinat prin pompări experimentale, $\text{m}^3/\text{h}$ ; $K_f$ — coeficientul de filtrare, $\text{m}/\text{h}$ ; $H$ — înălțimea nivelului hidrostatic respectiv piezometric, $\text{m}$ ; $h$ — înălțimea coloanei de apă în puț, în timpul pompării, $\text{m}$ ; $r$ — raza puțului de asecare, $\text{m}$ ; $M$ — grosimea stratului acvifer sub presiune, $\text{m}$ ; $S_0, S_1$ și $S_2$ — denivelările produse în puțul de drenare și în forajele de hidroobservație, $\text{m}$ ; $X_1$ și $X_2$ — distanțele forajelor de hidroobservație în raport cu puțul de drenare.	Relațiile * se folosesc în cazul cînd se fac observații și măsurători în două foraje de hidroobservație. Relațiile ** se folosesc în cazul unui singur foraj de hidroobservație.
2.	Puț artezian perfect	$\lg R = \frac{2,75 K_f M (H - h)}{Q} + \lg r \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.100})$ $* \lg R = \frac{S_1 \lg X_2 - S_2 \lg X_1}{S_1 - S_2} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.101})$ $** \lg R = \frac{S_0 \lg X_1 - S_1 \lg r}{S_0 - S_1} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.102})$			
1.	Puțuri și foraje de asecare	b) Relații empirice de calcul După Sichardt : $* R = 10 \cdot S / \sqrt{K_f} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.103})$ $K_f \quad [\text{m}/\text{zi}]$ $R = 3000 \cdot S / \sqrt{K_f} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.104})$			Relația * este valabilă pentru strate acvifere arteziene.

Tabelul IX.5 (continuare)

Nr. crt.	Tipul drenului de asecare	Formula de calcul		Semnificația notațiilor	Observații
		1	2		
2.	Lucrări miniere și de asecare	După Kusakin : $R = 575 S \sqrt{H \cdot K_f} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.105})$ $R = 47 \sqrt{\frac{6H \cdot K_f \cdot T}{n_e}} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.106})$ $R = 2S / \sqrt{K_f \cdot H} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.107})$ $K_f \quad [\text{m}/\text{zi}]$ După Schulze : $R = 60 \sqrt{\frac{H \cdot K_f \cdot T}{n_e}} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.108})$ După Weber : $R = 74 \sqrt{\frac{6H \cdot K_f \cdot T}{n_e}} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.109})$ După Ilin : $R = \frac{S(2H - S)}{3I_0 \cdot H} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.110})$ $R = \sqrt{\frac{3H \cdot K_f \cdot T}{K_e}} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.111})$ După Sichardt : $R = r_0 + 10S / \sqrt{K_f} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.112})$ După Kusakin : $* R_0 = r_0 + 2S / \sqrt{K_f \cdot H} \quad [\text{m}] \quad (\text{IX.113})$ $** R_0 = \sqrt{r_0^2 + 30 K_f \cdot H \cdot S(1 + 0,00015 r_0^2)} \quad (\text{IX.114})$		$S$ — denivelarea apei în puțul de asecare, $\text{m}$ ; $K_f$ — coeficientul de filtrare, $\text{m}/\text{s}$ ; $H$ — înălțimea nivelului piezometric (hidrostatic) al apelor subterane, $\text{m}$ ; $T$ — durata de asecare, zile; $n_e$ — porozitatea activă; $I_0$ — panta medie a curbei de depresiune (tabelul IX.3).  $H, K_f$ și $T$ au aceeași semnificație în relațiile de mai sus; $K_e$ — coeficient de cedare al apei; $r_0$ — raza redusă a sistemului de lucrări de asecare, $\text{m}$ .	Relațiile * sînt valabile pentru ape cu nivel liber și valorile lui $r_0$ de maxim 40—50 $\text{m}$ . Relația ** este valabilă pentru ape cu nivel liber, zone de lucrări cu suprafață mare și reduceri importante ale nivelului apelor.



a). Determinarea experimentală a razei de influență. Se bazează pe premiza că curba de depresiune reprezintă o parabolă și, în acest caz, înălțimea coloanei de apă  $y$  într-un puț situat la o distanță  $x$  de puțul central din care se pompează apa poate fi exprimată cu relația:

$$x = ay^2 + by + c \quad (\text{IX.115})$$

Măsurând înălțimile coloanelor de apă,  $y$ ,  $y_1$  și  $y_2$  considerate de la stratul impermeabil, în trei puțuri situate în linie dreaptă la distanțele  $x$ ,  $x_1$  și  $x_2$ , de axa puțului experimental (fig. IX. 60), în perioada în care se face pomparea, se obțin trei ecuații care exprimă corelația între înălțimea coloanei de apă în puțuri și distanța față de axa puțului central. Acestea sînt:

$$\begin{aligned} x &= ay^2 + by + c \\ x_1 &= ay_1^2 + by_1 + c \\ x_2 &= ay_2^2 + by_2 + c \end{aligned} \quad (\text{IX.116})$$

Din acest sistem de ecuații, se stabilesc valorile numerice pentru parametrii  $a$ ,  $b$  și  $c$ , exprimate de exemplu prin  $\alpha$ ,  $\beta$  și  $\gamma$ , iar expresia generală a curbei de depresiune va fi:

$$x = \alpha y^2 + \beta y + \gamma \quad (\text{IX.117})$$

Înlocuind în această expresie, pe  $y$  prin  $H$  (înălțimea nivelului static al apelor subterane se obține pentru  $x$  echivalentul valorii numerice a razei de influență a asecării,  $R$ .

b). Determinarea grafică. În cazul în care, în jurul puțului central din care se face pomparea experimentală s-au forat o serie de puțuri de hidroobservație plasate pe un număr de raze avînd ca centru puțul central, raza de influență poate fi stabilită grafic (fig. IX. 61).

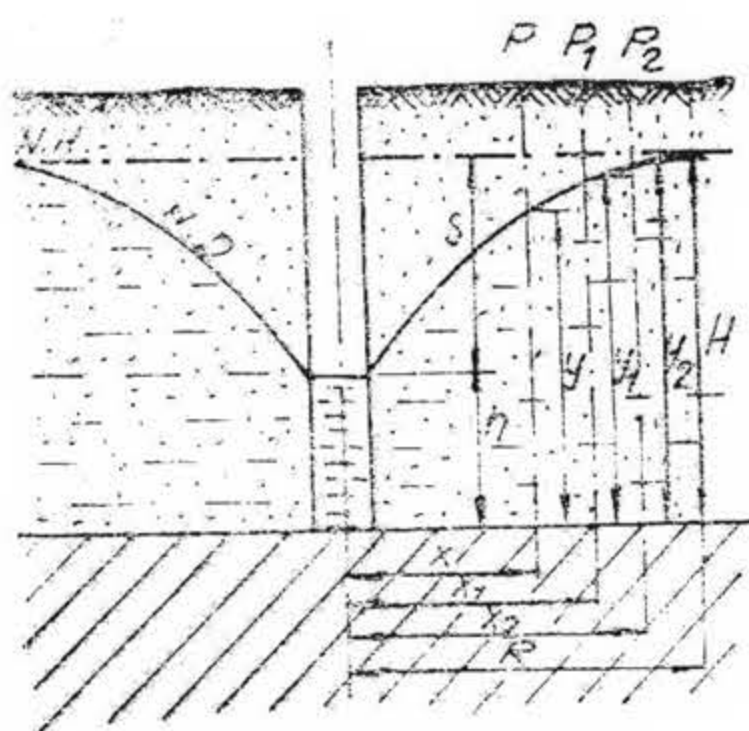


Fig. IX.60. Determinarea experimentală a razei de influență a asecării.

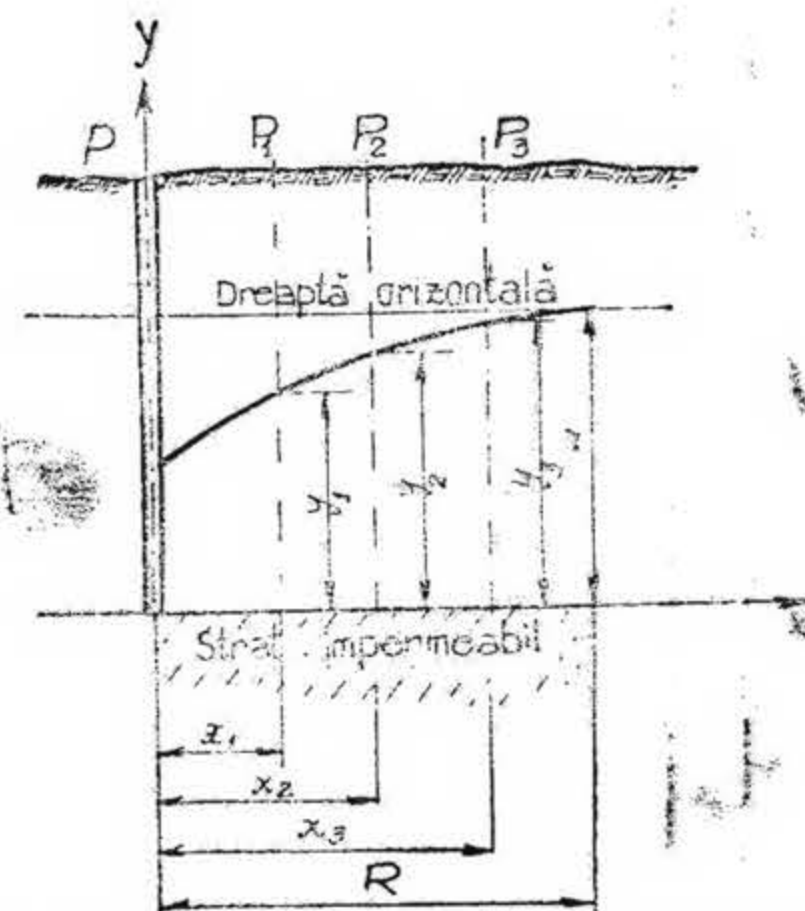


Fig. IX.61. Determinarea grafică a razei de influență a asecării:

$P$  — puț central;  $P_1, P_2, P_3$  — puțuri de hidroobservație;  $x_1, x_2, x_3$  — distanțele de amplasare a puțurilor de hidroobservație;  $y_1, y_2, y_3$  — nivelul dinamic al apelor subterane în puțurile de hidroobservație.

În acest scop, acoperișul stratului impermeabil reprezintă axa absciselor, iar axa puțului central se consideră axa ordonatelor.

Distanțele puțurilor de hidroobservație măsurate pe aceeași rază pînă la axa puțului central, se notează cu abscisa. Mărimile nivelurilor dinamice ale puțurilor de hidroobservație în timpul pomparei din forajul central se înscriu ca ordinate. Punctele obținute permit construirea curbei de depresiune. Punctul în care curba de depresiune devine tangentă la o dreaptă orizontală, corespunzînd nivelului static al apelor subterane, stabilește pe axa absciselor mărimea razei de influență  $R$ .

În legătură cu procedeele practice de asecare (cap. 5) și determinarea aflului de apă către lucrările de asecare (cap. 6) se vor prezenta în continuare cîteva exemple de calcul.

### 7.3. APLICAȚII

1. Să se determine debitul unitar și total de asecare realizat prin utilizarea unei galerii de asecare cu lungimea  $L = 300$  m, amplasată pe culcușul unui strat cu permeabilitate redusă cunoscîndu-se următoarele date:  $H = 15$  m;  $K_f = 1$  m/zi;  $K_e = 20\%$ ;  $t = 30$  zile;  $h = 2$  m;  $L = 300$  m.

*Rezolvare.* Pentru determinarea debitului de asecare este necesar să se determine în prealabil raza de influență a asecării. Utilizînd relația (IX. 52) se obține:

$$R = \sqrt{\frac{3 \cdot 15 \cdot 1 \cdot 30}{0,2}} = 82,16 \text{ m}$$

Debitul de asecare al galeriei se determină cu relația (IX.51), unde făcînd înlocuirile se obține:

$$Q_t = 300 \cdot 1 \cdot \frac{15^2 - 2^2}{82,16} = 806,96 \text{ m}^3/\text{zi}$$

Debitul unitar va fi:

$$q = \frac{Q_t}{L} = \frac{806,96}{300} = 2,69 \text{ m}^3/\text{m zi}$$

2. Să se determine debitul unui filtru ce lucrează în condiții normale și de vacuumare, amplasat în tavanul unei galerii, cunoscînd următorii parametrii hidrodinamici:  $K_f = 0,2$  m/zi;

$$H = 15 \text{ m}; S = 5 \text{ m}; h_v = 8 \text{ m H}_2\text{O}; r = 0,03 \text{ m}; R = 15 \text{ m}.$$

*Rezolvare.* Debitul unui filtru penetrant se determină cu relația (IX. 59) care se poate scrie sub forma modificată:

$$q = 1,366 K_f \frac{(2H - S)S}{\lg R - \lg r} [\text{m}^3/\text{h}]$$

unde  $S = H - h[\text{m}]$



Făcând înlocuirile se obține:

$$q = 1,366 \cdot 0,2 \frac{(2 \cdot 15 - 5)5}{\lg 15 - \lg 0,03} = 1,366 \cdot 0,2 \frac{25 \cdot 5}{1,176 + 1,52} = 12,66 \text{ m}^3/\text{zi}$$

Debitul unui filtru vacuumat se determină cu relația (IX. 61) unde, făcând înlocuirile, se obține:

$$q_v = 1,366 \cdot 0,2 \frac{(30 - 5 - 8)(5 + 8)}{\lg 15 - \lg 0,03}$$

$$q_v = 1,366 \cdot 0,2 \frac{17 \cdot 13}{1,176 + 1,52} = 22,39 \text{ m}^3/\text{zi}$$

3. Prin pomparea apei dintr-un puț freatic perfect, amplasat într-un strat acvifer format din nisipuri grăunțose, s-a obținut o scădere a nivelului hidrostatic al apelor  $S = 3$  m.

Să se stabilească prin calcul debitul rezultat prin pompare cunoscându-se: înălțimea nivelului hidrostatic  $H = 15$  m; coeficientul de filtrare  $K = 43,2$  m/zi; diametrul filtrului  $D = 16$  inch (1 inch = 25,4 mm).

*Rezolvare.* Pentru calculul debitului puțului de asecare este necesar să se determine raza de influență a asecării.

Folosind relația (IX. 105) se obține:

$$R = 575 \cdot 3 \sqrt{\frac{15 \cdot 43,2}{86 \cdot 400}} = 1725 \cdot 0,0866 = 149,38,$$

Având raza de influență a asecării, debitul puțului se calculează cu relația (IX. 64) unde făcând înlocuirea se obține:

$$Q = 1,366 \cdot 43,2 \frac{(2 \cdot 15 - 3)3}{\lg 149,38 - \lg 0,2} = 1,366 \cdot 43,2 \frac{(30 - 3)3}{2,174 + 0,699} = 1663,55 \text{ m}^3/\text{zi}$$

În cazul în care raza de influență  $R$  se calculează după formula lui Ilin (IX. 110), se observă în prealabil că pentru nisipuri grăunțose corespunde, din tabelul IX. 3, o valoare  $I_0 = 0,0006$  și prin urmare:

$$R = \frac{3(2 \cdot 15 - 3)}{3 \cdot 0,0006 \cdot 15} = 300 \text{ m}$$

Debitul calculat în acest caz, folosind aceeași relație va fi:

$$Q = 1,366 \cdot 43,2 \frac{(2 \cdot 15 - 3)3}{\lg 300 - \lg 0,2} = 1,366 \cdot 43,2 \frac{(30 - 3)3}{2,48 + 0,699} = 1503,59 \text{ m}^3/\text{zi}$$

4. Pentru asecarea unui orizont acvifer artezian din acoperișul unui strat de cărbune se folosesc foraje de mare diametru echipate cu pompe submersibile. Cunoscând faptul că orizontul artezian are o grosime  $M = 14,3$  m și este format din nisipuri fine cu coeficientul de filtrare  $K_f = 10,32$  m/h, să se determine debitele forajelor de asecare cu  $r = 0,3$  m, în condițiile unei denivelări de  $S = 2$  m.

*Rezolvare.* Întrucât din datele problemei nu se cunoaște raza de influență a asecării, este necesară determinarea prealabilă a acesteia. Se folosește relația (IX. 103), în care  $K_f$  este în m/zi și anume  $K_f = 247,86$  m pe zi și deci:

$$R = 10 \cdot 2 \sqrt{247,86} = 314,87 \text{ m.}$$

Debitul forajului artezian perfect se obține din relația (IX. 68):

$$Q = 2,73 \cdot 10,32 \cdot 14,3 \frac{2}{\lg 314,87 - \lg 0,3} = 2,73 \cdot 10,32 \cdot 14,3 \frac{2}{2,498 + 0,52} = 266,73 \text{ m}^3/\text{h}$$

Debitul unitar conform relației (IX. 69) va fi:

$$q = 2,73 \cdot 10,32 \cdot 14,3 \frac{1}{\lg 314,86 - \lg 0,3} = 2,73 \cdot 10,32 \cdot$$

$$\cdot 14,3 \frac{1}{2,498 + 0,52} = 133,36 \text{ m}^3/\text{h}$$

5. Prin pomparea apei dintr-un puț freatic imperfect s-a obținut o scădere a nivelului hidrostatic de 2,8 m.

Să se stabilească prin calcul debitul rezultat prin pompare, cunoscându-se următoarele date:  $H = 14$  m;  $K_f = 4,8$  m/zi;  $r = 0,2$  m;  $t = 5$  m;  $R = 110$  m.

*Rezolvare.* Pentru aplicarea relațiilor (IX. 71) sau (IX. 72) este necesar să se determine ceilalți parametri.

Înălțimea coloanei de apă în puț în raport cu substratul impermeabil:  $h = H - s = 14 - 2,8 = 11,2$  m.

Înălțimea nivelului static în raport cu poziția nivelului de influență:

$$H_0 = 1,366(s + t) = 1,366(2,8 + 5) = 1,366 \cdot 7,8 = 10,37 \text{ m}$$

Înălțimea nivelului dinamic al apei în puț față de nivelul de influență:

$$h_0 = H_0 - s = 10,37 - 2,8 = 7,57 \text{ m}$$

Folosind relația (IX. 71) se obține:

$$Q_i = 1,366 \cdot 4,8 \frac{14^2 - 11,2^2}{\lg 110 - \lg 0,2} \cdot \sqrt{\frac{5}{11,2}} \cdot \sqrt[4]{\frac{2 \cdot 11,2 - 5}{11,2}} = 1,366 \cdot$$

$$\cdot 4,8 \frac{196 - 125,44}{2,041 + 0,698} \cdot 0,67 \cdot 1,12 = 126,74 \text{ m}^3/\text{zi}$$



Aplicind formula (IX. 72) se obține;

$$Q_i = 1,366 \cdot 4,8 \frac{10,37^2 - 7,57^2}{\lg 110 - \lg 0,2} = 1,366 \cdot 4,8 \frac{107,54 - 57,30}{2,041 + 0,698} = 120,27 \text{ m}^3/\text{zi}$$

Debitul puțului freatic perfect cu aceleași date (pentru comparație), după relația (IX. 63), va fi:

$$Q = 1,366 \cdot 4,8 \frac{14^2 - 11,2^2}{\lg 110 - \lg 0,2} = 1,366 \cdot 4,8 \frac{196 - 125,44}{2,041 + 0,698} = 168,91 \text{ m}^3/\text{zi}$$

6. Cunoscind că sînt de asecat două formațiuni acvifere neomogene cu grosimile  $h_1 = 10 \text{ m}$  și  $h_2 = 18 \text{ m}$ , cu coeficienți de filtrare  $K_1 = 5 \text{ m/zi}$  și  $K_2 = 10 \text{ m/zi}$ , să se determine debitul de asecare al unui puț freatic perfect, cu rata  $r = 0,3 \text{ m}$ , pentru o înălțime a nivelului apei în puț de  $h = 23 \text{ m}$ .

*Rezolvare.* Pentru determinarea debitului de asecare al unui puț freatic perfect săpat în roci neomogene, se folosește relația (IX. 76), după ce în prealabil s-au determinat coeficientul mediu de filtrare și raza de influență a asecării.

Coeficientul mediu de filtrare se determină cu relația (IX. 78);

$$K_{om} = \frac{5 \cdot 10 + 10 \cdot 18}{10 + 18} = 8,21 \text{ m/zi}$$

Raza de influență a asecării se poate determina cu relația (IX. 104):

$$R = 3000 \cdot 5 \sqrt{\frac{8,21}{86 \cdot 400}} = 146,22 \text{ m}$$

Debitul de asecare va fi:

$$Q = 1,366 \cdot 8,21 \frac{28^2 - 23^2}{\lg 146,22 - \lg 0,3} = 1,366 \cdot 8,21 \frac{784 - 529}{2,165 + 0,523} = 1063,91 \text{ m}^3/\text{zi}$$

În cazul în care pentru calculul razei de influență se folosește relația lui Kusakin (IX. 105) rezultă:

$$R = 575 \cdot 5 \sqrt{\frac{8,21}{68 \cdot 400}} = 148,29 \text{ m}$$

și deci debitul va fi:

$$Q = 1,366 \cdot 8,21 \frac{28^2 - 23^2}{\lg 148,29 - \lg 0,3} = 1,366 \cdot 8,21 \frac{784 - 529}{2,171 + 0,523} = 1061,50 \text{ m}^3/\text{zi}$$

ceea ce este aproximativ egal cu cazul precedent.

7. Să se determine debitele de asecare pentru o tranșee de asecare amplasată într-un strat acvifer orizontal, cu coeficientul de permeabilitate  $K_p = 3,68 \text{ darcy}$ , cunoscîndu-se următoarele date hidrodinamice:  $H = 16 \text{ m}$ ;  $h = 1 \text{ m}$ ;  $L = 300 \text{ m}$ ;  $t = 40 \text{ zile}$ ;  $K_e = 0,2$ . Viscositatea apei  $\mu = 64 \text{ cP}$ , iar greutatea specifică:  $\gamma_a = 970 \text{ daN/m}^3$ .

*Rezolvare.* Pentru determinarea debitelor de asecare ale tranșeei se folosesc relațiile (IX. 91) și (IX. 92), unde este necesar să se determine în prealabil mărimea coeficientului de filtrare  $K_f$  și raza de influență a asecării  $R$ .

Coeficientul de filtrare se calculează cu relația IX.1 de unde rezultă:

$$K_f = 3,68 \cdot \frac{0,970 \cdot 10^{-3}}{1,64} = 2,176 \cdot 10^{-3} \text{ cm/s}$$

sau:

$$K_f = 1,88 \text{ m/zi}$$

Raza de influență a asecării se determină cu relația (IX. 111) și deci:

$$R = \sqrt{\frac{3 \cdot 16 \cdot 1,88 \cdot 40}{0,2}} = 134,34 \text{ m}$$

Debitul unitar de asecare al tranșeei va fi:

$$q = 1,88 \frac{16^2 - 1}{134,34} = 1,88 \frac{255}{134} = 3,57 \text{ m}^3/\text{zi}$$

Debitul total al tranșeei de asecare:

$$Q = 1,88 \cdot 300 \frac{16^2 - 1}{134,34} = 1,88 \cdot 300 \frac{255}{134,44} = 1073,28 \text{ m}^3/\text{zi}$$

## 8. EVACUAREA APELOR DRENATE DIN LUCRĂRILE MINIERE

Un mijloc important de combatere a influenței negative a apelor asupra lucrărilor miniere din exploatarea subterană și la zi este și evacuarea la timp și în bune condițiuni a acestora.



În condiții hidrogeologice simple, cînd nu este nevoie și nu se face un drenaj activ, evacuarea apelor de mină și de carieră se face după necesitățile tehnicii miniere. În condiții hidrogeologice complicate, cînd se folosesc diverse procedee și lucrări de asecare, schemele de dirijare, colectare și evacuare a apelor drenate trebuie să fie în concordanță cu condițiile hidrogeologice și lucrările de asecare ce se efectuează.

### 8.1. DIRIJAREA ȘI EVACUAREA APELOR DIN LUCRĂRILE SUBTERANE

Dirijarea apelor drenate de instalațiile de asecare se face fie pe canale colectoare, fie prin conducte colectoare.

Canalele colectoare se folosesc atunci cînd panta galeriei poate asigura scurgerea liberă a apei către bazinul de colectare. Pentru a evita colmatarea rapidă a canalului, în cazul cînd apa drenată conține o cantitate mare de suspensii solide, se execută puțuri decantoare. Canalele colectoare trebuie astfel dimensionate încît să asigure scurgerea celor mai mari debite drenate.

Atunci cînd galeriile se execută în contrapantă sau cu pante și contrapante, evacuarea apelor se face cu ajutorul conductelor colectoare.

Pentru a asigura scurgerea apei de la frontul de lucru pe măsura avansării galeriei, la 40—50 m în spatele frontului se execută cite un jomp, care colectează toate apele din amonte. Din jomp, apele sînt pompate cu ajutorul unei instalații mobile în bazinul colector al orizontului respectiv.

Exploatarea sub nivelul hidrostatic impune executarea unor bazine de colectare provizorii la fiecare orizont de exploatare. Dimensionarea acestor bazine colectoare poate fi făcută pentru 1/3 din aflusul maxim pe 12 h; ele sînt amplasate în zonele cu ecrane protectoare rezistente în vatră.

În cazul a două orizonturi de exploatare suprapuse, apele din orizontul superior pot fi dirijate printr-o gaură de foraj în bazinul orizontului inferior, de unde apoi se face evacuarea prin pompare.

### 8.2. DIRIJAREA ȘI EVACUAREA APELOR DIN CARIERĂ

Pe vatra carierelor se adună apa provenită atît din lucrările de asecare cit și din infiltrații și precipitații atmosferice. Pentru siguranța lucrărilor dintr-o carieră, vatra acesteia trebuie să fie întotdeauna lipsită de apă. Necvacuarea la timp a apei din carieră conduce la inundarea bermelor treptelor, scăderea capacității portante a acestora și împotmolirea utilajelor de lucru, înmuiera haldelor interioare care are drept efect alunecarea materialului haldat etc.

Îndepărtarea apei se realizează cu ajutorul stațiilor de pompe fixe sau mobile, amplasate în punctele cele mai joase ale carierei (fig. IX. 62, a). Colectarea apei către stațiile de pompe se face pe canale săpate pe vatra carierei.

Stațiile mobile de pompare urmăresc frontul de lucru. Ele se fixează pe postamente care permit să fie tractate pe distanțe mici, fără să fie demontate.

În afara stațiilor de pompe fixe sau mobile, în cariere mai sînt necesare pompe mici cu care se evacuează apa din denivelările vetrei carierei făcute în timpul exploatării, datorită configurației culcușului zăcămintului. Aceste pompe trebuie să fie ușoare, să poată fi transportate de la un loc la altul de către unul sau doi muncitori. Cu ajutorul lor se dirijează apa către rețeaua canalelor de scurgere a apei spre stațiile fixe de pompe.

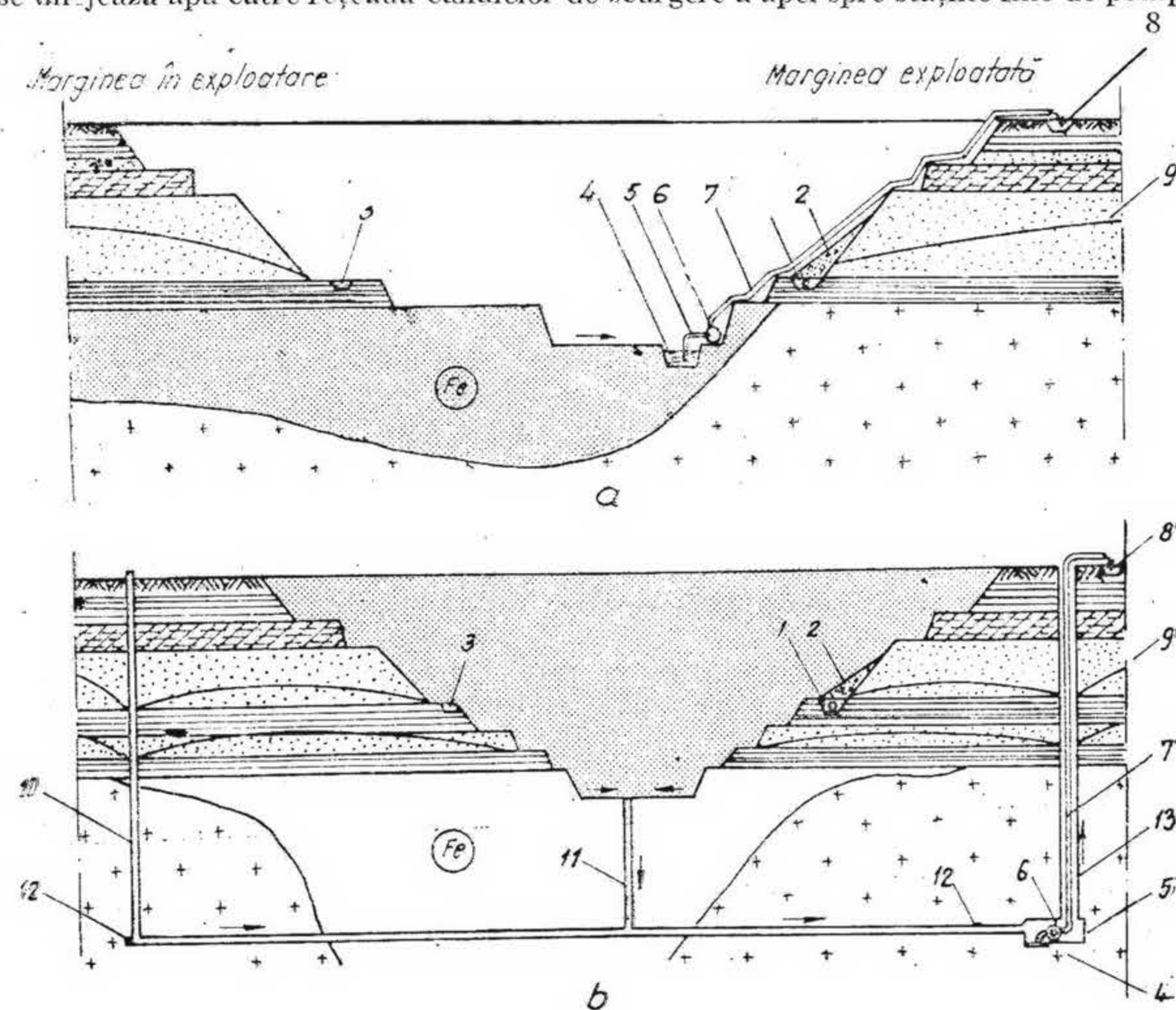


Fig. IX.62. Scheme pentru evacuarea apelor din cariere:

a — evacuarea apei folosind numai lucrările și instalații la zi; b — evacuarea apei folosind lucrări și instalații subterane. 1 — șanț prevăzut cu tuburi pentru evacuarea apei; 2 — material filtrant depozitat pe taluz; 3 — șanț de colectare și evacuare a apei; 4 — bazin de apă; 5 — conductă de absorbție; 6 — pompe; 7 — conductă de refulare; 8 — șanț la suprafața terenului pentru evacuarea apei; 9 — nivelul dinamic al apelor; 10 — foraj de mare diametru; 11 — gaură de sondă pentru dirijarea apei în lucrările subterane; 12 — galerie de drenare; 13 — puț pentru montarea conductei de refulare a apei.

În anumite situații apele din carieră sînt colectate, prin intermediul unor găuri de sondă, în lucrări miniere subterane, de unde sînt apoi evacuate la suprafață (fig. IX. 62, b).

Buna funcționare a stațiilor de pompe, care asigură evacuarea apelor dintr-o carieră, permite buna desfășurare a procesului tehnologic în cariera respectivă. De aceea, se impune ca stațiile de pompe să fie supravegheate cu multă atenție de către oameni instruiți în acest scop.



Evacuarea apelor în afara perimetrului carierei, se face prin conducte metalice, de beton armat, de beton, azbociment și mase plastice. Apa trebuie să fie condusă cât mai departe de perimetrul carierei, pentru ca aceasta să nu se infiltreze și să revină în carieră. Conductele metalice se dimensionează astfel încât să poată prelua debitele maxime date de stațiile de pompe.

În cazul folosirii lucrărilor miniere subterane pentru asecarea cîmpurilor carierelor, dirijarea apelor de pe vatra carierelor se face prin sistemul de lucrări miniere, realizîndu-se o evacuare centralizată cu ajutorul unor stații de pompare subterane, care cuprind bazinele colectoare, camera pompelor, puțul pentru evacuarea apelor, plane înclinate și puțuri de acces.

### 8.3. EVACUAREA APELOR DRENATE LA SUPRAFAȚA TERENULUI

Evacuarea la suprafața terenului a apelor drenate din foraje de mare diametru, din lucrările de asecare de la suprafață și din lucrările miniere subterane, trebuie astfel făcute încât să evite posibilitatea pătrunderii lor înapoi în orizonturile acvifere asecate.

În funcție de structura geologică se va determina zona în limitele căreia evacuarea apelor la suprafață trebuie făcută printr-un sistem de conducte sau de rigole și jgheaburi impermeabile. Prin aceste conducte sau lucrări apele vor fi dirijate într-o vale apropiată, care nu are însă legătură cu orizonturile acvifere asecate în limita cîmpului de exploatare.

în anul 1985  
vor apărea:

Coord. A. POPA

Manualul inginerului de mine, vol. II

A. SIMIONESCU, I. DIJMĂRESCU

Organizarea și conducerea activităților miniere

L. TOCACI, P. ILIE, M. GURAN ș.a.

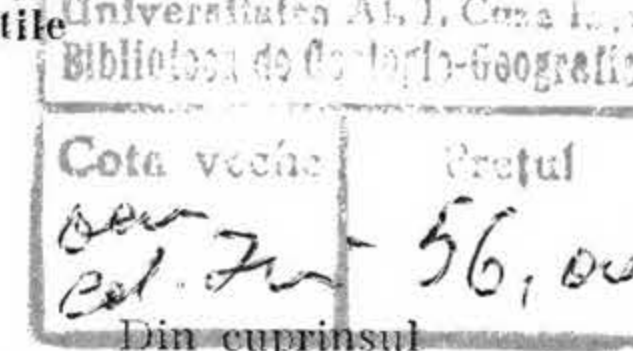
Prepararea substanțelor minerale utile solide, vol. I

S. TAT, M. ZAPOROJAN, K. FISSGUS

Explozivi și tehnica impușcării în industrie

GH. DINCĂ, R. CATALINA, T. BURTIC

Protecția împotriva radiațiilor nucleare la cercetarea, extracția și prelucrarea substanțelor minerale utile



Manualului inginerului de mine, vol. II:

Prospecțiunea; Explorarea zăcămintelor de minerale utile solide; Probarea zăcămintelor de minerale utile; Calculul rezervelor zăcămintelor de minerale utile; Topografie minieră; Mecanica rocilor; Procedee de extragere; Explozivi minieri.